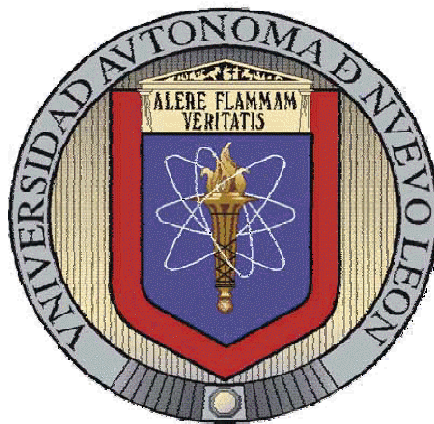


**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN  
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA**



**ANÁLISIS MICROFACIAL DEL INTERVALO JURÁSICO-CRETÁCICO  
INFERIOR EN UN CORTE DEL FLANCO SUR DEL VALLE DE HUIZACHAL,  
TAMAULIPAS, MÉXICO.**

**TESIS  
QUE COMO REQUISITO PARCIAL PARA OPTAR AL GRADO DE  
MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS**

**PRESENTA  
ANDRÉS RAMOS LEDEZMA**

**LINARES, NUEVO LEÓN.**

**ENERO DE 2007**

## ***Dedicatoria***

En los últimos años de mi vida y en especial durante la etapa de realización del presente trabajo de investigación ha sido de vital importancia el apoyo moral recibido por los miembros que integran mi familia.

Con mucho amor dedico este trabajo a mi esposa

***Edna Yolanda Hernández Salazar***

y a mis queridos hijos

***Jennifer y Sebastián***

## **Agradecimientos**

Por este conducto agradezco al Dr. José Guadalupe López Oliva por sugerir el tema y el área de estudio. Su función como Director de tesis fue indispensable para el desarrollo y conclusión del presente trabajo.

Al Dr. Uwe Jenchen (FCT) y al Dr. José Rafael Barboza Gudiño (UASLP) por formar parte del comité de revisión de tesis. Con sus comentarios y sugerencias ayudaron en gran medida a mejorar el presente trabajo.

Al Dr. José Rosbel Chapa Guerrero y al Dr. Héctor de León Gómez por permitir continuar con mi desarrollo profesional en sus etapas como directores de la Facultad de Ciencias de la Tierra.

Al Dr. Juan Alonso Ramírez Fernández, subdirector de posgrado, por su apoyo en todo momento, así mismo, por realizar las gestiones necesarias ante la dirección de la FCT para cubrir los gastos de la etapa final de la tesis.

A la Sra. Juana María Montes, secretaria de posgrado, por su ayuda incondicional en asuntos administrativos que facilitaron la conclusión del trabajo en el menor tiempo posible.

A Pedro, Gustavo y Victoriano por esos “pocos” años de convivir en armonía como integrantes del Laboratorio de Preparación de Muestras Geológicas.

A Mónica Enríquez y al Biólogo Juan Carlos Hernández por su apoyo en la recolección de muestras.

Al M.C. Adalberto Treviño, al Lic. Jorge Alberto Briones y al Lic. Juan Artemio Alvarado por resolver incontables detalles con el equipo de cómputo, que permitieron la conclusión del presente trabajo.

Agradezco al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT), por su apoyo económico para la realización de este trabajo a través de la beca No. 179986.

Nombrar a todos los que pusieron su granito de arena para realizar este trabajo es casi imposible, no por ello su aportación es menos importante. Gracias a todos ellos.

<b>Contenido</b>	<b>Página</b>
<b>Capítulo 1: Generalidades.</b>	
1.1- Introducción.	1
1.2- Localización del área de estudio.	3
1.3- Trabajos previos.	4
1.4- Justificación para la realización del presente trabajo.	5
1.4.1-Hipótesis de trabajo.	5
1.4.2-Justificación.	6
1.5- Metodología.	6
1.6- Objetivos.	7
1.7- Metas.	7
<b>Capítulo 2: Análisis de microfacies</b>	
2.1- Microfacies: el concepto.	8
2.2- Parámetros que afectan a los organismos.	9
2.2.1- Salinidad.	9
2.2.2- Oxigenación.	10
2.2.3- Temperatura del agua.	12
2.2.4- Luz.	14
<b>Capítulo 3: Evolución tectonoestratigráfica del área de estudio</b>	
3.1- Evolución tectonoestratigráfica del área de estudio.	16
3.2- Triásico Tardío-Jurásico Temprano.	17
3.3- Jurásico Medio.	17
3.4- Jurásico Superior.	20
3.5- Cretácico.	23

## **Capítulo 4: Lechos Rojos**

4.1- Formación Huizachal.	26
4.2- Formación La Joya.	28
4.3- Relaciones estratigráficas.	29
4.4- Tipos de facies.	30
4.4.1- Conglomerado	32
4.4.2- Arenisca conglomerática.	33
4.4.3- Arenisca de grano medio a fino.	33
4.4.4- Lutita/limonita.	35
4.5- Análisis petrográfico.	36
4.6- Análisis de cuarzos.	38
4.7- Análisis de procedencia.	38
4.8- Análisis de matriz.	40
4.9- Interpretación.	40
4.10- Modelo de depósito.	41

## **Capítulo 5: Formación Novillo.**

5.1- Formación Novillo.	43
5.2- Relaciones estratigráficas.	43
5.3- Descripción de las muestras.	44
5.4- Tipos de facies.	51
5.4.1- Bioesparita	51
5.4.2- Pelsparita/biopelsparita.	52
5.4.3- Esparita/dolomita.	55
5.5- Modelo de depósito.	57

## **Capítulo 6: Formación Olvido**

6.1- Formación Olvido.	59
------------------------	----

6.2- Relaciones estratigráficas.	60
6.3- Descripción de las muestras.	61
6.4- Tipos de facies.	70
6.4.1- Bioesparita.	70
6.4.2- Pelsparita.	72
6.4.3- Oomicrita.	73
6.4.4- Micrita.	75
6.5- Modelo de depósito	76

## **Capítulo 7: Formación La Casita**

7.1- Formación La Casita.	79
7.2- Relaciones estratigráficas.	81
7.3- Descripción de las muestras.	82
7.4- Tipos de facies.	88
7.4.1- Arenisca de grano medio.	88
7.4.2- Biomicrita/bioesparita.	88
7.5- Modelo de depósito.	92

## **Capítulo 8: Formación Taraises**

8.1- Formación Taraises.	94
8.2- Relaciones estratigráficas.	95
8.3- Descripción de las muestras.	96
8.4- Tipos de facies.	99
8.4.1- Bioesparita	99
8.5- Modelo de depósito.	101
Conclusiones.	103
Referencias bibliográficas.	106



<b>Lista de figuras</b>	<b>Página</b>
1- Mapa de localización del área de estudio.	3
2- Clasificación de los ambientes marinos de depósito, (modificado de Kennet, 1982).	9
3- Distribución aproximada de algunos de los organismos más comunes en el análisis de las microfacies de acuerdo a su tolerancia a fluctuaciones en la salinidad, (modificado de Fluegel, 2004).	11
4- Características de las rocas en relación al contenido relativo de oxígeno presente en el agua marina.	13
5- Mapa tectonoestratigráfico para el Triásico Superior-Jurásico Inferior, (modificado de Pindell y Kennan, 2002).	18
6- Mapa tectonoestratigráfico para el Bathoniano, (modificado de Pindell y Kennan, 2002).	19
7- Mapa tectonoestratigráfico para el Calloviano, (modificado de Pindell y Kennan, 2002).	20
8- Mapa tectonoestratigráfico para el Oxfordiano, (modificado de Pindell y Kennan, 2002).	22
9- Mapa tectonoestratigráfico para el Kimmeridgiano-Tithoniano, (modificado de Pindell y Kennan, 2002).	24
10- Mapa tectonoestratigráfico para el Berriasiano-Valanginiano, (modificado de Pindell y Kennan, 2002).	25
11- Parte superior de la Formación La Joya, en su contacto con los estratos calcáreos de la Formación Novillo.	29
12- Columna litoestratigráfica de la Formación La Joya, elaborada con base en observaciones de campo y análisis petrográfico.	31
13- Facies conglomerática de la Formación La Joya que muestra clastos de diversa composición, en formas subangulares a subredondeadas y con un mal sorteo.	32
14- Arenisca conglomerática que muestra cuarzo ondulado y litoclastos de composición ígnea.	34
15- Diagrama esquemático para los planos de estratificación de las areniscas de grano medio de la Formación La Joya.	34



16- Arenisca de grano medio de la Formación La Joya.	35
17- Facies limoarcillosa que muestra laminación en forma de bandas claras y oscuras.	36
18- Clasificación de las areniscas de la Formación La Joya de acuerdo a Pettijohn <i>et al.</i> , (1973).	37
19- Relación de los diferentes tipos de cuarzo en las muestras analizadas de la Formación La Joya.	38
20- Diagrama de procedencia tectónica para las rocas de la Formación La Joya, de acuerdo a Dickinson y Suczek (1978).	39
21- Modelo de depósito para la Formación La Joya.	42
22- Estratos calcáreos de la Formación Novillo.	44
23- Columna litoestratigráfica para la Formación Novillo.	50
24- Facies de bioesparita en la Formación Novillo.	52
25- Diversos aspectos de la facies de pelsparita en la Formación Novillo.	54
26- Facies esparítica-dolomítica de la Formación Novillo.	56
27- Modelo de reflujo para la formación de dolomitas en zonas supratidales, (modificado de Tucker, 1985).	57
28- Modelo de depósito para la Formación Novillo.	58
29- Estratos de la Formación Olvido.	60
30- Columna litoestratigráfica para la Formación Olvido.	69
31- Bioesparitas de la Formación Olvido.	71
32- Diversos aspectos de la facies de pelmicritas de la Formación Olvido.	73
33- Facies oolítica de la Formación Olvido.	74
34- Micritas de la Formación Olvido.	77
35- Modelo de depósito para la Formación Olvido.	78

36- Afloramiento de la Formación La Casita.	80
37- Aspectos de afloramiento de la Formación La Casita.	81
38- Columna litoestratigráfica para la Formación La Casita.	87
39- Biomicritas de la Formación La Casita.	90
40- Biomicritas de la Formación La Casita.	91
41- Modelo de depósito para la Formación La Casita.	93
42- Parte basal de la Formación Taraíses.	96
43- Columna litoestratigráfica para la Formación Taraíses.	98
44- Diversos aspectos microfaciales de la Formación Taraíses.	100
45- Modelo de depósito para la Formación Taraíses.	102
46- Interpretación de las Formaciones analizadas de acuerdo al modelo de Wilson (1975).	104

## **Resumen.**

El análisis de las microfacies es una herramienta útil en el reconocimiento e interpretación de los ambientes sedimentarios que prevalecieron en el pasado geológico ya que permite realizar interpretaciones litológicas, bioestratigráficas, paleoecológicas y paleobatimétricas, entre otras.

El área del Valle de Huizachal, como consecuencia de la recién construida carretera “Rumbo Nuevo”, presenta un excelente afloramiento para el estudio de rocas con edades del Triásico al Cretácico.

El presente trabajo se basa en el análisis microfacial de las Formaciones La Joya, Novillo, Olvido, La Casita y Taraises, cuyo depósito inició como producto de un sistema de “horsts” y “grabens” generados por el rompimiento del supercontinente Pangea.

Se considera a la Formación La Joya, compuesta de conglomerados, areniscas, limolitas y lutitas como formada por partículas originadas por bloques continentales, en un ambiente de alto relieve y rápida erosión con un cierto influjo de agua a la zona de depósito.

La Formación Novillo está compuesta por calizas, dolomititas y calizas parcialmente dolomitizadas con texturas de mudstone, wackestone y grainstone. Su contenido orgánico es de ostrácodos, carpetas de algas, pellets y espículas de esponjas. Su ambiente de depósito se interpreta como originado por un ligero evento transgresivo con profundidades subtidales a intertidales y niveles de energía muy bajos. Por sus relaciones estratigráficas se le asigna una edad del Oxfordiano.

Lutitas yesíferas, calizas dolomitizadas y estratos calcáreos con texturas de mudstone, wackestone y grainstone componen la Formación Olvido. Su contenido orgánico principal es de ostrácodos, algas calcáreas, pellets, braquiópodos y briozoarios. Para el depósito de esta Formación tuvo lugar un ligero evento regresivo que provocó el depósito de evaporitas en una zona de plataforma somera con circulación restringida. La edad de la Formación Olvido es del Oxfordiano Tardío-Kimmeridgiano Temprano.

La Formación La Casita consiste de areniscas, calizas arcillosas y lutitas con texturas de mudstone, wackestone y packstone y contenido de macrofauna como amonites y gasterópodos. El contenido de microfauna (calpionélidos y radiolarios), permite asignarle una edad del Kimmeridgiano Tardío al Tithoniano. El ambiente de depósito es del margen profundo de la plataforma externa a cuenca abierta.

Para la Formación Taraises se analizó sólo la parte basal, que consiste de calizas arcillosas y lutitas. Se pudo determinar una secuencia muy homogénea con texturas de mudstone a wackestone con alto contenido de calpionélidos y radiolarios. Estos permiten asignar una edad del Berriasiano Temprano y un ambiente de depósito de margen profundo de la plataforma a cuenca profunda, con varios cientos de metros de profundidad.

Resumiendo lo anterior, se puede interpretar una profundización paulatina de la zona de estudio del Calloviano al Berriasiano, interrumpida por ligeros eventos de somerización.

## **Abstract.**

The microfacies analysis is an important tool for interpreting sedimentary environments during the geological past. This analysis allows interpretations of the lithological, biostratigraphical, paleoecological, and paleobathymetrical conditions.

This work is based on microfacies analysis of the Huizachal Valley section, that includes La Joya, Novillo, Olvido, La Casita and Taraises Formations, deposited during a “horsts” and “grabens” generating system associated to the breakup of the Supercontinent Pangea.

La Joya Formation, consists mainly of conglomerates, sandstones, siltstones, and shales. These were broken down from continental blocks in a high relief and suggest fast erosion environment with slight water influence.

The Novillo Formation consists of limestones, dolomites, dolomite limestones with mudstone, wackestone and grainstone textures. It's organic content is composed of ostracodes, algae, pellets, and sponge spicules. A depositional environment, as a consequence of a light transgressive event with subtidal to intertidal depths and low energy levels is herein interpreted. Due to the stratigraphical position the Novillo Formation may be dated as Oxfordian in age.

Gipsy shales, dolomite limestones, limestones with mudstone, wackestone, and grainstone textures characterizes the Olvido Formation. Organic content are ostracodes, algae, pellets, braquiopods and bryozoans. Deposition of this Formation took place in an environment associated to an interior platform with restricted circulation as result of a light regressive event. The age of the Formation is from Late Oxfordian to Early Kimmeridgian

The La Casita Formation consists of sandstones, shally limestones, and shales with mudstone, wackestone and packstone textures, with ammonites and gastropods as macrofaunistic content. The microfauna consists of calpionellids and radiolarians Late Kimmeridgian to Tithonian in age. The environmental depositional zone is from toe of slope to shelf.

For the Taraises Formation only the base was studied. It consists principally of shally limestones and shales. An homogeneous and rhythmic sequence of mudstone to

wackestone textures was observed, with a high content of calpionellids and radiolarians Early Berriasian in age. For this, an environmental depositional surface from deep shelf to deep sea was interpreted.

A conclusion is that there was a paulatine deepening of the studied area from Callovian to Berriasian with slight shallowing events.

## **Capítulo 1: Generalidades**

### **1.1- Introducción.**

El estudio de las rocas con edades jurásicas y cretácicas en el Noreste de México permite seguir el desarrollo y evolución de las primeras cuencas sedimentarias generadas durante el Triásico y Jurásico cuando ocurrió la fragmentación del Supercontinente Pangea.

Debido a la escasez de macrofósiles en los sedimentos jurásicos del mundo que permitan realizar interpretaciones paleoambientales, las investigaciones se concentran en el análisis de microorganismos para tal fin, siendo algunos de ellos, los calpionélidos, de gran importancia para establecer edades relativas de las rocas en las que se depositaron. Desde su primera identificación en los estratos de los Alpes suizos, los calpionélidos han tenido una excelente utilidad bioestratigráfica en varias partes del mundo (Remane, 1964).

El análisis de las microfacies que conforman las facies sedimentarias, es una de las herramientas más útiles en el reconocimiento e interpretación de los ambientes sedimentarios que prevalecieron en el pasado geológico. Este análisis permite realizar interpretaciones litológicas, bioestratigráficas, paleoecológicas, y paleobatimétricas.

El área del Valle de Huizachal, en el Anticlinorio Huizachal-Peregrina, al frente de la Sierra Madre Oriental, presenta un excelente afloramiento para el estudio de rocas desde el Triásico hasta el Cretácico, debido a la reciente construcción de la carretera “Rumbo Nuevo” que va de Ciudad Victoria a Jaumave, Tamaulipas y que permitió el descubrimiento de cortes estratigráficos aún inexplorados.

Aunque a través de los años se han estudiado las rocas que afloran en el Valle de Huizachal, la mayoría de los autores (Mixon, 1958; Carrillo Bravo, 1961; Aguilar Rodríguez, 1984) han basado sus trabajos en observaciones realizadas a nivel afloramiento, sin estudiar en detalle el contenido microscópico de las muestras, y por consecuencia sin realizar un análisis microfacial de la zona.

En el área de estudio, kilómetro 26.4 de la carretera Rumbo Nuevo, aflora una secuencia sedimentaria con edades del Triásico al Cretácico Tardío. Esta secuencia

inicia con lechos rojos de origen continental y rocas volcánicas asociadas, seguida de una secuencia de lechos rojos de origen marino, todos ellos depositados como consecuencia de un sistema de “horsts” y “grabens” generados a partir del Triásico Tardío por el rompimiento inicial del supercontinente “Pangea” (Pindell, 1982; Salvador, 1991; Pindell y Kennan, 2002). La edad y el origen de las primeras rocas depositadas en el Mesozoico en la región Centro y Sur de México han sido objeto de grandes discusiones, debido, en gran parte a la escasez de organismos que permitan dataciones más precisas.

Sobreyaciendo a estas dos secuencias de lechos rojos afloran rocas marinas carbonatadas con areniscas y lutitas de color rojo y amarillo, y un paquete conglomerático en su base. Esta secuencia ha sido denominada Formación Novillo por algunos autores (Heim, 1940) y Formación Zuloaga por otros (Imlay, 1953). Utilizar un nombre u otro para este paquete de rocas ha generado también controversias, debido en este caso a la composición litológica semejante y a la misma posición estratigráfica, llegando a ser nombrada por algunos autores como Formación Novillo o Zuloaga sólo por la relación estratigráfica que guarda con las rocas infra y suprayacentes.

Objetivo importante del presente trabajo es determinar con base en el análisis microfacial si las características que presenta esta unidad son más acordes a las que presentan las rocas de la Formación Novillo o a las de la Formación Zuloaga, de acuerdo a trabajos previos.

En el Valle de Huizachal, rocas de edad Oxfordiano-Kimmeridgiano (Carrillo Bravo, 1961) se encuentran sobreyaciendo a la Formación Novillo. Este paquete consiste de una secuencia representada por lutitas rojas con intercalaciones de anhidritas y yesos, seguida de una unidad dolomítica de color amarillo y una unidad carbonatada con estratos de hasta 2 m. de espesor, denominado Formación Olvido por Heim (1940).

La secuencia estratigráfica objeto del presente estudio continúa con areniscas, lutitas calcáreas y capas de calizas arcillosas de la Formación La Casita de edad Kimmeridgiano-Tithoniano, para terminar con la Formación Taraises, compuesta por



calizas de color gris oscuro en estratos delgados a laminares de edad Berriasiano-Valanginiano (Cretácico Temprano).

## 1.2- Localización del área de estudio.

El área de estudio se localiza en el kilómetro 26 + 400 de la nueva carretera Ciudad Victoria-Jaumave, Tamaulipas, México (Figura 1).

La principal vía de acceso es la carretera federal No. 85, hasta llegar a la localidad de Juan Capitán, donde se toma la recién construida carretera “Rumbo Nuevo”.

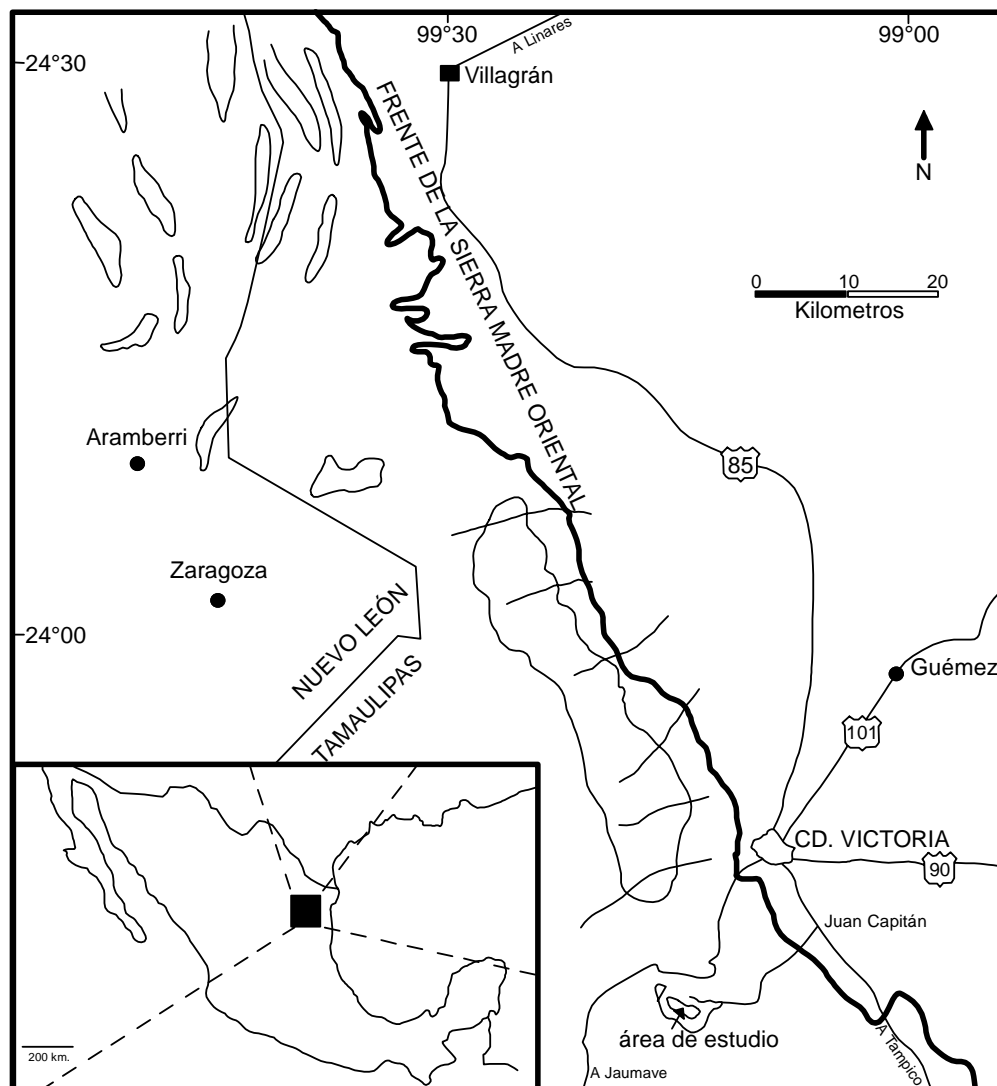


Figura 1. Mapa de localización del área de estudio que incluye el trazo de la carretera “Rumbo Nuevo” desde la localidad de Juan Capitán hacia Jaumave (modificado de Rueda Gaxiola *et al.*, 1993).

### **1.3- Trabajos previos.**

De acuerdo a Carrillo Bravo (1961) fué Seemes en 1921, el primero en estudiar las secuencias sedimentarias expuestas en el Valle de Huizachal y en el Anticlinorio Huizachal-Peregrina. Aunque se tiene un acuerdo general sobre la distribución y relación estratigráfica de los sedimentos posteriores al Jurásico Superior (Calloviano-Oxfordiano), aún hoy día existen controversias por su edad y origen.

La existencia de lechos rojos en el Noreste de México se conoce desde el siglo XX, cuando Seemes (1921; en Carrillo Bravo, 1961), los nombró informalmente Formación Huizachal en un reporte elaborado para la compañía petrolera “El Aguila”, asignándoles una edad del Pérmico o Triásico.

La nomenclatura utilizada para esta secuencia de lechos rojos también ha sufrido modificaciones al transcurrir el tiempo. Imlay, en 1943 propuso formalmente el nombre de Formación Huizachal para designar a todas las capas rojas, que descansan en forma discordante sobre rocas paleozoicas. El mismo Imlay (1953) propuso el Valle de Huizachal, al suroeste de Ciudad Victoria como localidad tipo, asignándoles además, una edad del Calloviano al Oxfordiano en base a criterios litoestratigráficos.

Mixon *et al.*, (1959) separaron la secuencia de lechos rojos en dos series, basándose en una discordancia angular que las separa. Ellos llamaron Formación La Boca a la parte basal y Formación La Joya a la parte superior de la secuencia y agruparon a ambas Formaciones dentro del Grupo Huizachal.

Carrillo Bravo (1961) estudió la geología del Anticlinorio Huizachal-Peregrina y propuso nombrar Formación Huizachal a todas las capas rojas del Triásico Tardío y Formación la Joya a la secuencia siliciclástica de la base del Jurásico.

Michalzick (1986) concluyó que el término “Grupo Huizachal” está mal empleado porque las Formaciones la Boca y La Joya son de dos facies y dos tiempos diferentes.

Rueda Gaxiola *et. al.* (1993) realizaron estudios petrográficos, petrológicos y palinológicos en secuencias expuestas en el Anticlinorio Huizachal-Peregrina y agregaron una nueva división.

- El Alogrupo Los San Pedros incluye la Aloformación Huizachal con sus Alomiembros Río Blanco y Volcanosedimentario, sobreyacida por la Aloformación La Boca.
- El Grupo Zuloaga representa las secuencias transgresivas del Jurásico Medio-Superior e incluye en su base a la Formación La Joya ,con cambios laterales y verticales de facies a las Formaciones Minas Viejas, Novillo y Zuloaga.

Aguilar Rodríguez (1984) integró geológica y geoquímicamente la porción centro-oriental de la zona norte de Petróleos Mexicanos (PEMEX) con el propósito de determinar posibles áreas de generación de hidrocarburos. Su estudio incluye afloramientos del Valle de Huizachal.

Camacho Angulo (1993) realizó una compilación geológica de la vertiente del Golfo de México para integrar la información geológica de áreas que han sido objeto de varios estudios.

Para el presente trabajo se nombrará Formación Huizachal a los lechos rojos de probable edad Triásica que se encuentran sobreyaciendo a basamento premesozoico y Formación La Joya a conglomerados, areniscas y lutitas que descansan sobre los lechos rojos antes mencionados y que son sobreyacidas por calizas de la Formación Novillo.

#### **1.4- Justificación para la realización del presente trabajo.**

##### **1.4.1- Hipótesis de trabajo.**

Se ha propuesto que la transición del Jurásico al Cretácico fue influenciada por los eventos relacionados a la apertura del Atlántico Norte, con aporte de sedimentos de origen continental e intervalos de depositación marina. En el norte de Europa se depositó la secuencia siliciclástica denominada Purbeck. En latitudes del norte de América se depositaron, por el contrario, secuencias de sedimentos marinos con variaciones de someridad a profundidad. En las secuencias transicionales del noreste de México se ha propuesto que la secuencia sedimentaria correspondiente al Jurásico Superior no existe, debido principalmente a la aparente ausencia de calpionélidos característicos de esta transición. ¿Se puede determinar la transición

Jurásico-Cretácico en el Noreste de México? ¿Se puede correlacionar la secuencia analizada con otras que afloran en el Noreste de México?.

#### **1.4.2- Justificación.**

Existen dos motivos principales para llevar acabo el presente trabajo en el área del Valle de Huizachal.

- Con la construcción de la carretera “Rumbo Nuevo”, tramo Ciudad Victoria-Jaumave, se descubrieron afloramiento de excelente calidad de secuencias sedimentarias con edades del Triásico al Cretácico Tardío, que han permanecido inexploradas a través del tiempo.
- El análisis de microfacies interpretativo es una rama que hasta el momento ha tenido poca aplicación en el estudio de las secuencias sedimentarias en México y el Mundo.

#### **1.5- Metodología.**

Para llevar acabo el presente trabajo se utilizó la siguiente metodología:

- Se ubicaron las zonas más adecuadas para la toma de muestras y levantamiento de perfiles estratigráficos. Para ubicar los puntos más apropiados se realizó previamente una columna litológica a detalle.
- Se levantaron muestras del corte a analizar. Para la separación del muestreo se tomaron en cuenta los cambios litológicos observados a nivel afloramiento, así como detalles sedimentológicos considerados de importancia.
- Se prepararon un total de 180 secciones delgadas para la caracterización microscópica de las facies a través de la sección, haciendo énfasis en los componentes petrográficos y paleontológicos de cada evento.
- Se analizó taxonómicamente la fauna fósil, tanto macro como microscópicamente.

- Se analizaron petrográficamente las muestras y se realizaron conteos de componentes clásticos.
- Se realizaron análisis de procedencia tectónica y matriz para las rocas clásticas.
- Se elaboraron columnas litoestratigráficas para cada una de las Formaciones, tomando como principal referencia las observaciones de campo. Además, se realizó el análisis microscópico, con el fin de determinar cambios litológicos.
- Se realizó la interpretación paleobatimétrica, bioestratigráfica y paleoambiental a partir de los análisis de las microfacies presentes en el corte, siguiendo los lineamientos para la caracterización de cinturones de facies (FZ) de Wilson (1975) y de microfacies estándar (MFS) de Flüegel (1972, 1982, 2004).

#### **1.6- Objetivos.**

Los principales objetivos propuestos para el presente estudio fueron:

- Realizar el estudio lito y bioestratigráfico, así como el análisis microfacial de las Formaciones La Joya, Novillo, Olvido, La Casita y Taraises.
- Determinar presencia, abundancia y variación de macro y microfauna.

#### **1.7- Metas.**

- Determinar los cambios del nivel del mar.
- Definir con base en microanálisis, si las características que se presentan son más semejantes a las de la Formación Novillo o Zuloaga.
- Reconstruir con base en microanálisis la paleogeografía y paleobatimetría de la secuencia propuesta para este estudio.
- Desarrollar un modelo deposicional para el área de estudio.

## **Capítulo 2: Análisis de Microfacies.**

### **2.1- Microfacies: El Concepto.**

El término microfacies fue introducido en la nomenclatura estratigráfica por Brown (1943; en Flügel, 2004) para denominar al conjunto de características litológicas y paleontológicas observables con ayuda del microscopio por medio de una lámina delgada. Actualmente se refiere al total de criterios sedimentológicos y paleontológicos que pueden ser descritos por medio de análisis en secciones delgadas como en muestras de roca (Flügel, 2004).

El análisis de las microfacies representa una herramienta de gran utilidad en la interpretación y reconstrucción de los ambientes sedimentarios de depósito que prevalecieron en el pasado.

El estudio detallado de las facies carbonatadas con ayuda de un microscopio petrográfico ha alcanzado una gran importancia en los últimos años ya que permite el reconocimiento de algunos aspectos no visibles a nivel afloramiento, como elementos texturales o fósiles de pequeña escala, facilitando la interpretación paleoecológica en cualquier evaluación estratigráfica. Así mismo, facilita la correlación de materiales que afloran en lugares distantes.

De acuerdo a Wilson (1975) y Flügel (1972, 1982, 2004) la aplicación práctica del estudio de secciones delgadas quedó demostrado desde 1927 con la determinación de características microscópicas de carbonatos para la exploración del petróleo en Texas.

Sin embargo, al realizar un análisis de microfacies se deben de considerar aspectos que pudieran originar una interpretación errónea de las partículas analizadas. Uno de los más importantes es la susceptibilidad de las rocas a la alteración diagenética que sufren como consecuencia de la influencia del tiempo y el agua.

Los aspectos más importantes a considerar en el análisis de las microfacies son:

- Tamaño, forma, sorteo y empaquetamiento de los granos, así como la categoría de los mismos.
- Tipo de matriz y cemento.

- Tipo y abundancia de componentes orgánicos e inorgánicos.
- Textura deposicional (laminación, bioturbación, etc.).

## 2.2- Parámetros que afectan a los organismos.

El contenido orgánico de las rocas es de gran utilidad para interpretar los diferentes ambientes y condiciones de depósito de los sedimentos, ya que la mayoría de los organismos son fuertemente susceptibles a variaciones en uno o más de los parámetros que controlan la calidad del agua como son la salinidad, la oxigenación, la turbidez, la temperatura, la cantidad de luz, así como la energía de transporte del agua. Estos parámetros a su vez son dependientes de los ambientes marinos de depósito (Figura 2).

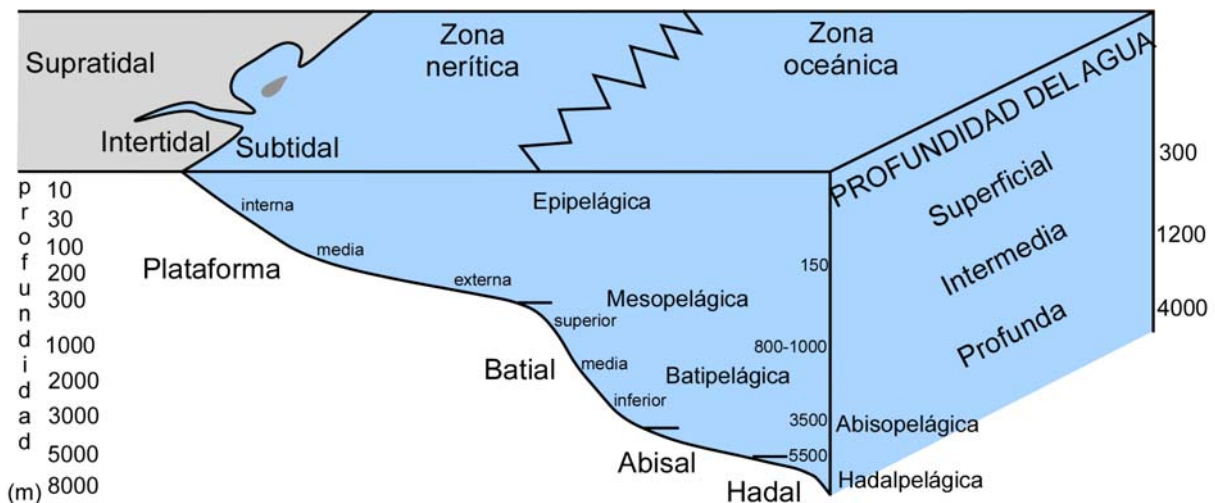


Figura 2. Clasificación de los ambientes marinos de depósito, (modificado de Kennett, 1982 y Flügel, 2004).

### 2.2.1- Salinidad.

La salinidad se define como el contenido de sales disueltas en el agua, donde las principales son cloro y sodio y son expresadas en partes por millón (ppm). De acuerdo al contenido de sal, el agua de los mares se clasifica en agua normal marina con condiciones de salinidad en un rango de 18 a 40 ppm., agua salobre con contenido de 0,5 a 18 ppm., y agua dulce con cantidades mínimas de sales disueltas (menos de 0.5 ppm.). El agua con salinidad mayor a 40 ppm., se denomina

hipersalina y es común en zonas áridas evaporíticas; en lagunas restringidas y cuencas semicerradas.

La influencia de la salinidad en la biota es de importancia principalmente en rocas formadas en ambientes marinos marginales y continentales, sobre todo cuando la salinidad es el parámetro dominante en la asociación de organismos.

De acuerdo a su tolerancia a la salinidad los organismos se clasifican como **estenohalinos**, cuando sólo pueden tolerar una mínima variación, y **eurihalinos**, cuando toleran amplias fluctuaciones en la salinidad (Flügel, 1982, 2004). Entre los organismos estenohalinos están los foraminíferos planctónicos, radiolarios, corales, braquiópodos y cefalópodos. Los organismos eurihalinos más comunes son cianobacterias, esponjas, bivalvos, gasterópodos y ostrácodos (Figura 3).

Para la estimación de la paleosalinidad se pueden utilizar algunos criterios paleontológicos importantes (Fürsich, 1994; Flügel, 2004).

- Comparar los rangos de salinidad que soportan los organismos actuales y tomarlos como criterio para los restos fósiles.
- La composición faunal es característica de organismos de un cierto nivel de salinidad; por ejemplo: la ausencia de invertebrados estenohalinos es característica de ambientes con condiciones fluctuantes.
- El espesor y tamaño de las conchas de organismos de agua dulce y salobre son por lo general menores que los de los organismos marinos.
- La diversidad faunal decrece hacia las áreas con salinidades menores a 30 ppm. En este caso la mayor diversidad se presenta con salinidades entre 30 y 40 ppm.
- Organismos perforantes son más abundantes en aguas marinas de salinidad normal. Por eso las capas microbiales formadas en aguas hipersalinas se preservan en forma excelente.

### **2.2.2- Oxigenación.**

La cantidad de oxígeno presente en el agua marina es uno de los factores de mayor importancia en la diversidad y abundancia de especies. Su ausencia juega un papel muy importante en la formación de sedimentos ricos en materia orgánica (Allison *et al.*, 1995).



Tipo de agua Organismo	Dulce	Salobre			Marina		
		0,5 oligo- halina	5 mesohalina 10	18	brackihalina	30 euhalina	40 hipersalina
Cianobacteria	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Dascycladacea						-----	
Udoterácea						-----	
Carofita	-----	-----	-----				
Coralinacea					-----	-----	
F. bentónico aglutinado			-----	-----	-----	-----	-----
F. bentónico calcáreo				-----	-----	-----	
Radiolario						-----	
Demoesponja						-----	
Hexactinelido						-----	
Corales						-----	
Briozooario					-----	-----	
Braquiópodo					-----	-----	
Serpúlido			-----	-----	-----	-----	
Gasterópodo	-----	-----	-----	-----	-----	-----	
Bivalvo	-----	-----	-----	-----	-----	-----	
Cefalópodo					-----	-----	
Ostrácodo	-----	-----	-----	-----	-----	-----	
Balánido				-----	-----	-----	
Equinodermo						-----	

Figura 3. Distribución aproximada de algunos de los organismos más comunes en el análisis de las microfacies de acuerdo a su tolerancia a fluctuaciones en la salinidad. Las cantidades son en partes por millón (ppm). F= Foraminífero. Modificado de Flügel (2004).

Los niveles de oxigenación en el pasado geológico se analizan con base en las fábricas (bioturbación), contenido de organismos, así como con criterios geoquímicos (Flügel, 1982, 2004).

En la actualidad se tienen ambientes con fluctuaciones de oxígeno casi en todas las zonas marinas (Figura 4). Por lo general, el contenido de oxígeno es más elevado en las aguas superficiales de los océanos. La zona de máximo oxígeno se tiene en las capas de agua más someras y se debe a un proceso de eventos físicos donde el agua es transportada a la superficie y después ventilada en la atmósfera, ya sea en forma episódica o gradual. La zona de mínimo oxígeno se da por

descomposición de la materia orgánica que afecta fuertemente la biodiversidad marina y sus ecosistemas al provocar un decremento en oxígeno en muchas capas intermedias. El rango comprendido entre los 500 y 1000 m. de profundidad registra los niveles más bajos de oxígeno con sólo 0,5 mililitros por litro (ml/l).

Los niveles de oxígeno libre disuelto se clasifican de acuerdo al contenido presente en el agua y se expresan en mililitros por litro, quedando como óxico (mayor a 1), disoxico (de 1,0 a 0,2) y anóxico (menor a 0,2). El término euxínico se utiliza para condiciones anóxicas pero con un contenido mínimo de ácido sulfhídrico (H<sub>2</sub>S).

El contenido de oxígeno controla el modo de vida y las asociaciones de organismos. En este caso la fauna bentónica es un buen indicador de los niveles de oxígeno presentes en el agua, considerándose como:

- **Aeróbico** con fauna bentónica normal, por abundante oxígeno libre.
- **Disaeróbico** con fauna bentónica restringida por valores bajos de oxígeno
- **Anaeróbico** con total ausencia de bentónicos por la falta de oxígeno libre.

Para el reconocimiento de los niveles de oxígeno en los sedimentos se pueden utilizar los siguientes criterios (Oschmann W., 1993; Allison *et. al.*, 1995).

- Presencia y abundancia de foraminíferos bentónicos.
- Abundancia y asociaciones de huellas fósiles.
- Forma, tamaño y espesor de la concha de los organismos.
- Preservación excepcional de partes blandas.
- Laminación.
- Abundancia e intensidad de la bioturbación.
- El contenido de materia orgánica.
- El color de la roca.

### **2.2.3- Temperatura del agua.**

La temperatura del agua superficial varía de acuerdo a la latitud. Se registran temperaturas desde el punto de congelamiento en zonas de alta latitud hasta temperaturas mayores a los 28° C en bajas latitudes. En forma vertical la variación de la temperatura se da en función de la profundidad que se tiene, en este caso la **termoclina** es la profundidad de más rápido descenso de temperatura. El patrón de

distribución de las temperaturas a nivel mundial es en forma meridional, donde las **isotermas** o líneas de temperatura constante se localizan en dirección Este-Oeste (Kennet, 1982).

La temperatura es uno de los factores más importantes en los procesos de la vida y en la distribución de la biota. A lo largo de la historia geológica los cambios globales y regionales en la temperatura de las aguas han sido señalados como causantes de la reducción en diversidad, así como de la extinción de grupos de organismos (Alvarez *et al.*, 1980; Barrera y Keller, 1994).

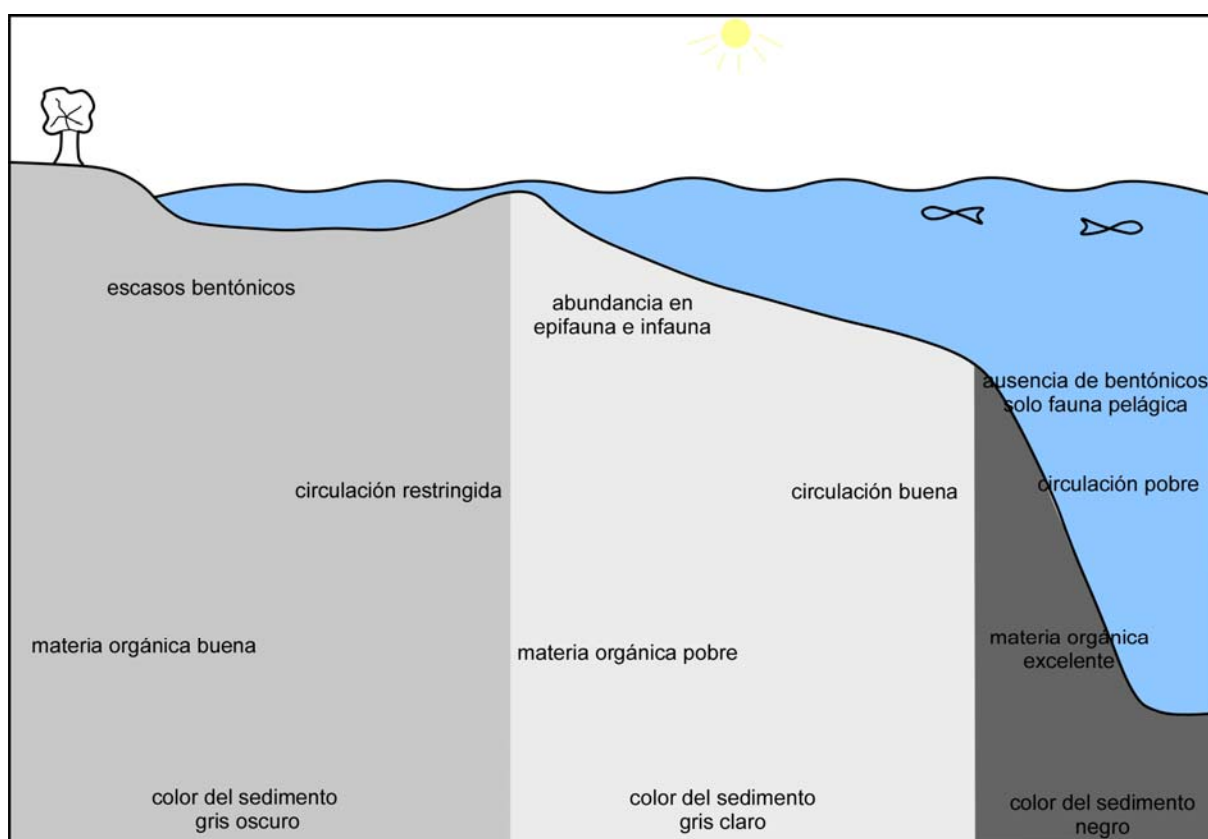


Figura 4. Se muestran las características que presentan las rocas en relación al contenido relativo de oxígeno presente en el agua. Elaborada con datos de Oschmann (1993), Allison *et. al.*, (1995) y Flügel (2004).

Aunque sólo existen escasos criterios paleontológicos confiables para estimar paleotemperaturas, se pueden utilizar los siguientes (Nelson, 1988; Flügel, 2004).

-Patrón de distribución de las asociaciones bentónicas, con diferencias bien marcadas entre los de agua fría y cálida.

- Diversidad de organismos bentónicos, con tasas más elevadas en ambientes tropicales.
- Foraminíferos bentónicos como indicadores de temperatura. *Textularina* es de aguas frías, *Miliolina* es abundante en aguas cálidas.
- Morfología de foraminíferos planctónicos, donde las formas pequeñas, simples y globulosas son de zonas superficiales y las formas grandes, complejas y carenadas de zonas profundas.
- Presencia de corales hermatípicos.
- Criterios morfológicos como tamaño y espesor de las conchas.

#### **2.2.4- Luz.**

El funcionamiento del ecosistema oceánico es dependiente en gran parte de la actividad fotosintética del fitoplancton, la cual esta reducida a una zona delgada de agua superficial. La fotosíntesis es de vital importancia en el desarrollo de plantas bentónicas marinas como las algas, así como para la vida de muchos invertebrados marinos.

Algunas de las extinciones en masa ocurridas a través del tiempo geológico han sido atribuidas por algunos autores (Alvarez *et. al.*, 1980; Aguirre *et. al.*, 2000) a una reducción en la cantidad de luz que impidió la fotosíntesis y en consecuencia el desarrollo de organismos.

La cantidad de luz que incide en la superficie del agua está fuertemente relacionada con la latitud y con la zona de incidencia, de tal manera que decrece del mar abierto hacia la costa y de los trópicos a los polos.

La fotosíntesis ocurre sólo en los primeros metros de la columna de agua y esta profundidad depende de algunos factores como grado de incidencia, reflexión de la superficie, cantidad de partículas suspendidas, época del año y latitud. En zonas tropicales de aguas claras la luz puede propiciar la fotosíntesis hasta una profundidad de 150 m.

De acuerdo a la luz que penetra, los mares se pueden zonificar en.

**Zona fótica** donde se tiene suficiente luz para realizar la fotosíntesis, su profundidad es muy variable y depende de la turbidez. En el límite inferior de esta zona la

intensidad de la luz queda reducida a 1% de la que ha penetrado la superficie, límite por debajo del cual no queda lugar para la fotosíntesis. Este límite puede alcanzar sólo algunos metros en zonas pantanosas hasta cerca de 200 m. en regiones tropicales con aguas transparentes, en zonas subtidales a intertidales.

**Zona disfótica** es la que recibe una iluminación muy débil como para que se realice una fotosíntesis efectiva y puede alcanzar profundidades hasta de 1000 m.

**Zona afótica** presenta una total oscuridad y ausencia de fotosíntesis. Comprende la parte inferior de la plataforma profunda y la cuenca profunda.

Algunos de los criterios microfaciales para estimar las condiciones de luz en el pasado geológico son (Budd y Perkins, 1980; Liebau, 1984).

- La formación de algunos granos carbonatados como los cortoides y agregados de granos se da con muy buena iluminación en la zona fótica.
- La distribución de las algas verdes se da en zonas más someras que las algas rojas que pueden sobrevivir con intensidades mínimas de luz.
- Las algas dasycladáceas están restringidas a sólo unos metros de profundidad, mientras que las algas verdes udoteráceas pueden llegar hasta los 80 m.
- Microorganismos perforantes son excelentes indicadores de buenas condiciones de luz.
- Grandes foraminíferos bentónicos en simbiosis con algas rojas y verdes están restringidos a la zona eufótica somera, mientras que los foraminíferos planctónicos con asociaciones de algas pueden alcanzar de 50 a 100 m.

## **Capítulo 3: Evolución tectonoestratigráfica del área de estudio.**

### **3.1- Evolución tectonoestratigráfica del área de estudio.**

En este capítulo se desarrolla una síntesis de la evolución geológica-estructural de la cuenca del Golfo de México y áreas adyacentes desde el Triásico Superior al Cretácico Inferior, con especial enfoque al desarrollo de la región centro y este de México, donde se ubica el área de estudio del presente trabajo.

El Golfo de México es una cuenca estructural semicircular caracterizada por rasgos geomorfológicos distintivos como los escarpes de Campeche y Florida y con profundidades que alcanzan hasta los 4400 m.

La mayoría de las reconstrucciones paleogeográficas para el Paleozoico Superior y el Mesozoico Inferior muestran un solapamiento del bloque de América del Sur sobre el Centro y Sur de México. El principal problema para comprender el desarrollo geológico estructural del Golfo y zonas adyacentes es determinar la afinidad que presenta cada uno de los terrenos tectonoestratigráficos que componen el México actual (Keppie, 2004), debido en gran parte a la incertidumbre que se tiene sobre la procedencia de rocas con edades precámbricas y paleozoicas por el hecho de que han sufrido procesos volcánicos y de deformación que dificultan la identificación de eventos para este tiempo.

Al final del Paleozoico tuvo lugar la formación del Supercontinente Pangea que resultó en un cinturón de deformación (Ouachita-Marathon) desde la zona de los Apalaches en el norte del Golfo hasta la parte norte de México. Este evento produjo un traslape de corteza continental de América del Sur sobre gran parte del México actual (Campa y Coney, 1983). La mayoría de los autores evitan este traslape moviendo los terrenos de la parte Centro y Sur de México hacia el noroeste a través de la megafalla Mojave-Sonora (Pindell, 1982; Coney, 1983; Pindell y Kennan, 2002).

La formación del Golfo de México ha sido relacionada con procesos de extensión intracontinental con rotación y traslación de algunos bloques como el de Yucatán (Campa y Coney, 1983; Salvador, 1991). Esto implica que gran parte del México actual esté compuesta por terrenos alóctonos, probablemente acrecionados en diversos tiempos, donde los terrenos del Oeste y Sur de México tienen afinidad pacífica y fueron acrecionados durante el Cretácico Tardío (Campa y Coney, 1983).

### **3.2- Triásico Tardío – Jurásico Temprano.**

La parte final del Triásico y el inicio del Jurásico está caracterizado por un proceso de extensión intracontinental que provocó el depósito de gruesas secuencias clásticas no marinas y rocas volcánicas asociadas, dentro de un sistema de cuencas tipo “graben” que se formaron desde la parte norte del golfo hasta el Centro y Este de México, donde afloran lechos rojos de la Formación Huizachal específicamente en la zona de Ciudad Victoria, Tamaulipas, área del presente estudio (Figura 5). En la región de Peñon Blanco, Zacatecas y Charcas, San Luis Potosí se reporta una secuencia de abanico submarino de edad Triásico Medio al Tardío, conocida como Formación Zacatecas. Esta secuencia está sobreyacida por rocas volcánicas y depósitos clásticos asociados de edad Triásico-Jurásico Temprano conocidas como Formación Nazas que han sido interpretadas como remanentes de un arco volcánico de edad Triásico-Jurásico en el Oeste de Norteamérica y depositadas previo a la apertura del Golfo de México (Barboza Gudiño *et. al.*, 1999; Silva Romo *et. al.*, 2000; Hoppe *et. al.*, 2002)

### **3.3- Jurásico Medio.**

En la parte baja del Jurásico Medio (Bajociano) el bloque de Yucatán estaba localizado en la actual Plataforma Continental de Texas-Luisiana. La extensión entre Norteamérica y Sudamérica era de apenas 100 Km, con Norteamérica migrando hacia el NW y con una zona de extensión localizada en la parte norte del Golfo. El bloque de la Florida se encontraba emergido, provocando esfuerzo en la parte este del bloque de Yucatán, que lo obliga a iniciar una rotación antihoraria leve (Pindell, y Kennan, 2002). Para este tiempo en el lado del océano pacífico se formaron arcos continentales con depósitos volcanosedimentarios desde Arizona hasta Colombia y Ecuador. Estos arcos están representados en México por la Formación Todos los Santos (Coney, 1983).

Los sedimentos del Bathoniano en el área del Golfo de México están representados sólo en la parte centro y este de México, dentro del Anticlinorio de Huayacocotla (Figura 6). En esta zona se conoce como Formación Huayacocotla y consiste de lutitas y limolitas con escasos estratos siliciclásticos que se incrementan

de sur a norte. Estas rocas permiten localizar la extensión de la bahía hasta la parte sur, donde se depositaron en un ambiente marino, pero sin alcanzar el área norte, donde prevalece un ambiente fluviodeltáico.

La situación tectónica para esta edad (Figura 6) muestra una extensión entre Norteamérica y Sudamérica de 350 km., y una separación de Yucatán de la costa de Texas de 150 km., bajo un régimen que permite dejar algunos fragmentos

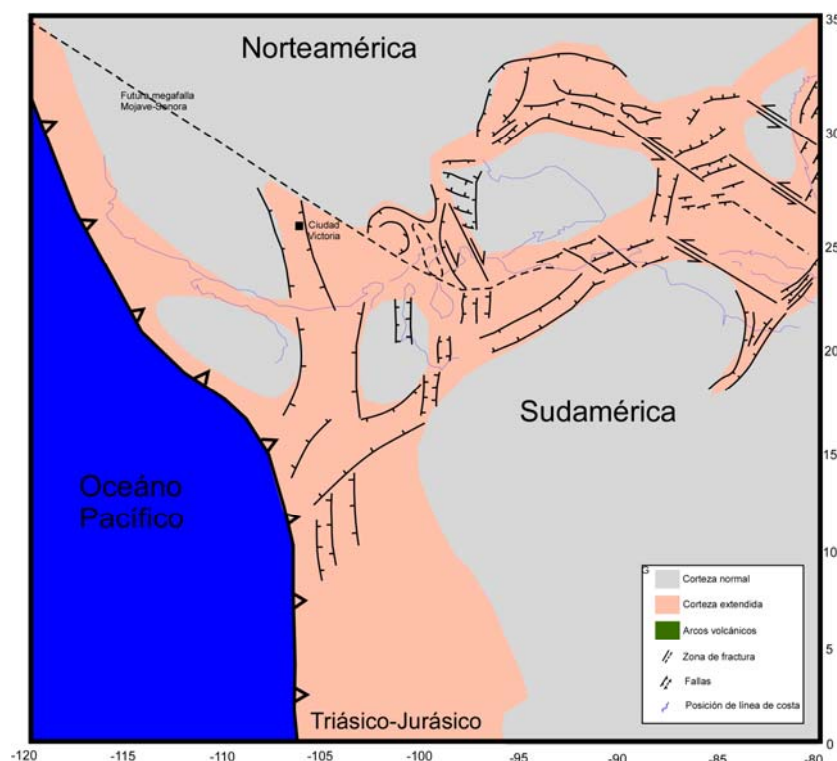


Figura 5. Mapa tectonoestratigráfico para el Triásico Superior-Jurásico Inferior, (modificado de Pindell y Kennan, 2002).

colgados tipo “horst” como el Arco de Brazos (Pindell y Kennan, 2002). Al lado oeste de Yucatán se generó un proceso de extensión continental que definió la localidad de la futura cuenca salina de Campeche. En el bloque de la Florida, la zona de fractura de las Bahamas inició un proceso de extensión para formar cuencas tipo Pull-Apart en las bahías de Tampa y Apalachicola.

A principios del Calloviano se depositó una secuencia de lechos rojos no marinos en el Centro y Este de México. Estos lechos rojos en el Anticlinorio de Huizachal-Peregrina se conocen como Formación La Joya y hacia el sur, en el



Anticlinorio de Huayacocotla como Formación Cahuasas (Figura 7). En ambas localidades se observa una composición similar de conglomerados, areniscas y limolitas, con un miembro calcáreo delgado en la base de la Formación La Joya que ha sido interpretado como de origen lacustre (Bracken, 1982; Salvador, 1991).

La parte alta del Calloviano está representada por una secuencia de calcarenitas finas a medias intercaladas con capas delgadas de lutitas calcáreas. Estas rocas se conocen como Formación Tepexic en el Anticlinorio de Huayacocotla y fueron depositadas en un ambiente marino somero con periodos recurrentes de alta y baja energía en una zona de islas separadas por canales someros (Salvador, 1991).

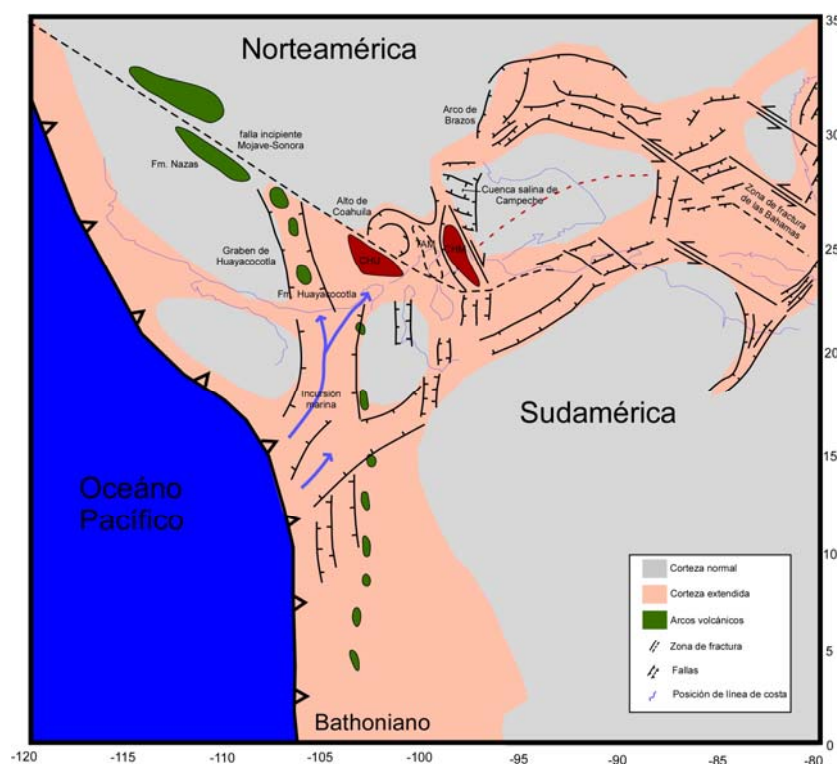


Figura 6. Mapa tectonoestratigráfico para el Bathoniano, CHM: macizo de Chiapas, CHU: Chuacus, TAM: arco de Tamaulipas, (modificado de Pindell y Kennan, 2002).

Las características de esta Formación permiten continuar con la traza de la bahía del océano pacífico en la zona centro y este de México. La falta de incursión marina en el sistema de grabens al norte del bloque de Sudamérica sugiere que

Sudamérica y la parte sureste del bloque de Yucatán permanecían en contacto a través de la falla de Maracaibo (Pindell y Kennan, 2002).

Para este tiempo la extensión cortical era de 500 km., suficiente para dejar el área del golfo bajo el nivel del mar e iniciar con los primeros depósitos de sal. Yucatán se había separado considerablemente de la costa de Texas con una rotación de  $10^\circ$  que implica la apertura de cuencas tipo rift hacia el sur, en el área del Protocaribe. Al mismo tiempo se empieza a dar una convergencia de los bloques de Chiapas y Chuacus. Por el lado del Pacífico se termina la actividad tectónica del arco de Nazas, como un reflejo de la acreción de terrenos en el Oeste.

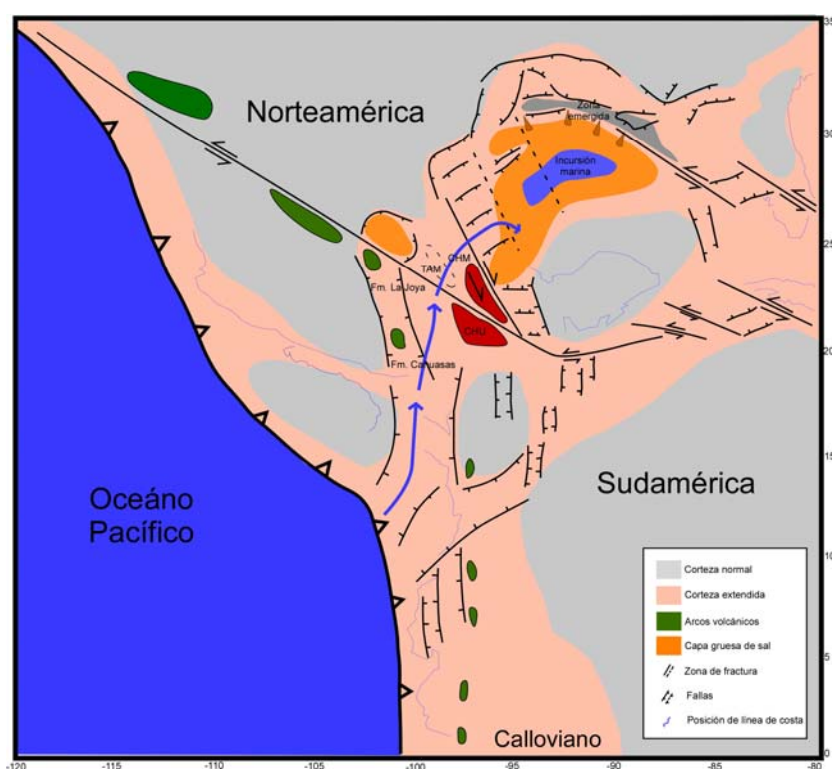


Figura 7. Mapa tectonoestratigráfico para el Calloviano. CHM: macizo de Chiapas; CHU: bloque de Chuacus; TAM: arco de Tamaulipas, (modificado de Pindell y Kennan, 2002).

### 3.4- Jurásico Superior.

El límite Calloviano-Oxfordiano representa un intervalo estratigráfico de gran importancia en el desarrollo geológico del Golfo de México. Por un lado se dio el depósito de gruesas capas de sal que generaron un carácter estructural distintivo para la cuenca y como consecuencia del mismo evento, se formaron, además,

domos salinos y otras estructuras que permitieron el entrapamiento de grandes volúmenes de hidrocarburos (Salvador, 1991). En la parte norte del golfo estos depósitos salinos se conocen como Formación Louann, que consiste de halita con delgadas intercalaciones de anhidrita y un miembro clástico inferior conocido como Formación Werner. En el Centro de México se conoce como sal del Istmo que consiste de halita con gradación a anhidrita al borde de la cuenca (Formación Metate). Ya en la parte baja del Oxfordiano la secuencia sedimentaria se torna más extensa como consecuencia del ingreso marino a una zona más amplia del Golfo. En la parte norte y oeste del golfo, desde la región de Alabama hasta Texas consiste de una unidad clástica basal (Formación Norphlet) con carbonatos y lutitas de la Formación Smackover en la parte superior de la secuencia.

En la zona noreste de México, aflora la Formación Zuloaga, que en la región del Anticlinorio Huizachal-Peregrina en Ciudad Victoria se conoce como Formación Novillo y que de acuerdo al presente estudio muestra un cambio de facies de calizas oolíticas a calizas parcialmente dolomitizadas con total ausencia de indicadores de barras oolíticas. Esta Formación aumenta su contenido de arenas hacia la región de la cuenca de Sabinas, donde se denomina Formación La Gloria y grada a una facies más arcillosa hacia la parte sureste de México, donde se conoce como Formación Santiago.

Los indicadores tectónicos para el límite Calloviano-Oxfordiano muestran un desplazamiento de 600 km., con una rotación del bloque de Yucatán de 18°. Algunas zonas emergidas en la parte norte del golfo permitieron la influencia de clásticos en los márgenes de la cuenca.

Al inicio del Oxfordiano, análisis de gravimetría y de anomalías magnéticas definen la existencia de la transformante del Este mexicano. La traza de esta transformante define la ubicación del polo de rotación de Yucatán con respecto a Norteamérica, así como la línea de flujo para el bloque de Yucatán hasta principios del Cretácico. Esta transformante corta la parte este de la megafalla Mojave-Sonora y establece un régimen de compresión en el Sur de Chiapas. A partir de este tiempo los bloques de Chiapas y Chuacus se yuxtaponen en la parte este de la transformante y se mueven junto con Yucatán al Sur.

En el límite Oxfordiano-Kimmeridgiano se dan los primeros emplazamientos de corteza oceánica en el área del Golfo de México y el Protocaribe (Figura 8). Aunque no se conoce corteza oceánica de esta edad en el Golfo, se tienen depósitos de basaltos al oeste de Cuba, que permiten realizar esta interpretación (Pindell y Kennan, 2002). En este tiempo el bloque de Florida permaneció emergido y obligó a Yucatán a seguir rotando. Al mismo tiempo el océano marginal de Colombia empezó a abrirse. El vulcanismo de arco terminó en el Centro-Este de Colombia, quizá porque la extensión del “back-arc” trasladó el arco hacia el oeste. De acuerdo a Pindell y Kennan (2002) la parte de México localizada al Oeste de la transformante del Este mexicano estuvo dominada por extensión NNW-SSE, cuyo límite norte está definido por la megafalla Mojave-Sonora. En la parte norte del golfo permanecen algunas áreas muy reducidas de bloques del basamento, el tipo de subsidencia que se da es pasiva, causada por enfriamiento y extensión cortical.

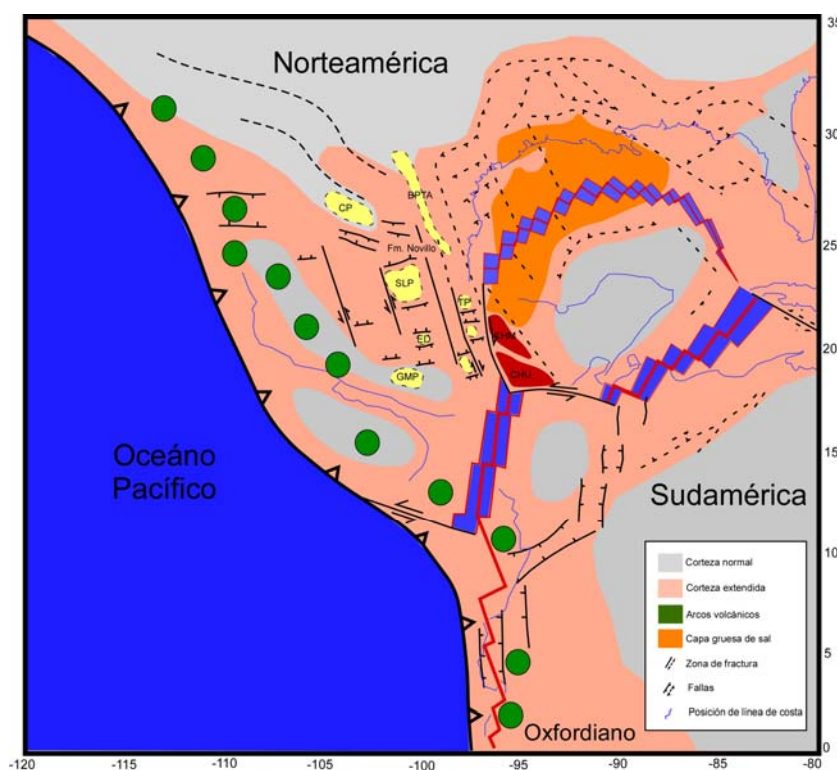


Figura 8. Mapa tectonoestratigráfico para el Oxfordiano. CHM: macizo de Chiapas; CHU: bloque de Chuacús; BPTA: arco de Burro-Picachos-Tamaulipas; CP: plataforma de Coahuila; SLP: plataforma de San Luis Potosí; ED: plataforma El Doctor; TP: plataforma de Tuxpan; GMP: plataforma Guerrero-Morelos, (modificado de Pindell y Kennan, 2002).

Después del depósito de sal, la sedimentación se da en una zona más amplia. En el Kimmeridgiano (Figura 9), la parte norte del golfo está representada por una secuencia evaporítica denominada Formación Buckner, seguida por una secuencia clástica (Fm. Haynesville) o una carbonatada (Fm. Glimmer).

En la región noreste de México aflora la Formación Olvido en el área de Ciudad Victoria. Consiste de una secuencia evaporítica, compuesta por lutitas yesíferas en la base, seguida por calizas dolomitizadas de espesores medianos y estratos calcáreos potentes en la parte alta.

La secuencia sedimentaria de edad tithoniana presenta una distribución muy similar a la del Oxfordiano y Kimmeridgiano. En la parte de los Estados Unidos de América se denomina grupo Cotton Valley, con una gruesa secuencia de clásticos marinos en la base (Fm. Schuler) y una secuencia marina lutítica hacia la cuenca (Fm. Bossier). En la parte del sur de Texas y norte de México se compone de lutitas marinas de las Formaciones La Casita, La Caja y Pimienta, compuestas de areniscas, calizas arcillosas y lutitas en espesores delgados a medianos. Estas unidades son consideradas importantes en la generación de hidrocarburos.

La rotación del bloque de Yucatán en el Kimmeridgiano-Tithoniano era de 31°. Los patrones de isopacas son consistentes con una continuación de la extensión NNW-SSE en el Oeste de México. La presencia de basaltos de esta edad en el Oeste de México define una zona de extensión oblicua tipo back-arc dentro de México, lo que formaría el mar de Arperos.

### **3.5- Cretácico.**

Al inicio del Cretácico la cuenca del Golfo de México estaba caracterizada por el influjo de sedimentos clásticos terrígenos, principalmente en la parte norte y noroeste de la cuenca. En el Norte de México este evento está representado por el depósito de la Formación Taraises, que consiste de una secuencia sedimentaria de composición calcárea y arcillosa y espesores delgados a medianos con gran contenido fosilífero, principalmente de amonites y gasterópodos.

En la parte oeste del golfo la corteza oceánica llegaba al extremo occidental de la actual cuenca de Veracruz, emplazada en corteza oceánica de edad

oxfordiana. Hacia la parte oeste de la transformante del Este mexicano continúa el desarrollo de corteza transicional a oceánica, dando como resultado la apertura de las cuencas de Sabinas y Chihuahua y poco después la cuenca de Bisbee en el Sur de Texas (Figura 10).

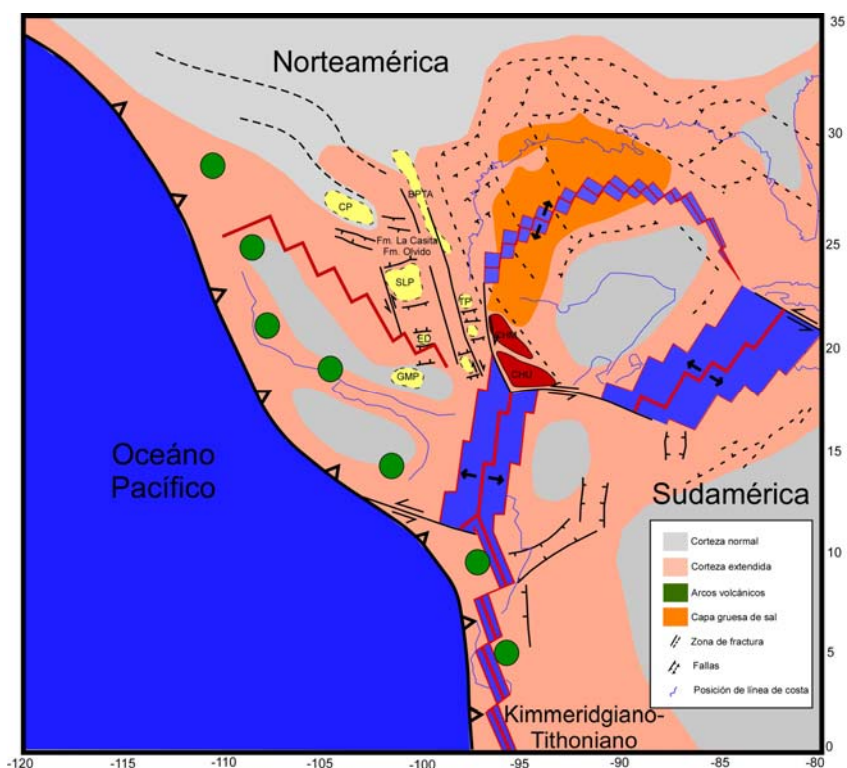


Figura 9. Mapa tectonoestratigráfico para el Kimmeridgiano-Tithoniano. CHM: macizo de Chiapas; CHU: bloque de Chuacus; BPTA: arco de Burro-Picachos-Tamaulipas; CP: plataforma de Coahuila; SLP: plataforma de San Luis Potosí; ED: plataforma El Doctor; TP: plataforma de Tuxpan; GMP: plataforma Guerrero-Morelos, (modificado de Pindell y Kennan, 2002).

Un sistema de expansión de edad Cretácico Temprano en la margen norte de la Plataforma de Coahuila (falla de San Marcos) está evidenciado por un cambio abrupto de facies de abanicos deltáicos a lutitas y carbonatos. El complejo de Zihuatanejo comprueba la existencia de un arco volcánico en la parte oeste-centro de México. Al Este del bloque de Chortis se generan basaltos almohadillados, como una consecuencia de la continua expansión del océano marginal de Colombia.

Para el Valanginiano el bloque de Yucatán había alcanzado su posición actual con una rotación antihoraria total de 49°. A partir de este momento se establece una



situación tectónica estable en la cuenca del Golfo de México, con mayor actividad en la parte central y en las cuencas salinas del Norte.

La subsidencia de la cuenca se dio por enfriamiento termal. El mar cubrió parcialmente los bloques emergidos, estableciendo el depósito de facies arrecifales, de plataforma y de cuenca para el resto del Cretácico.

La presencia de clásticos marinos someros de la Formación San Ricardo de edad Jurásico Tardío-Cretácico Temprano es evidencia de que el bloque de Yucatán permaneció emergido, probablemente afectado por la cercanía del centro de expansión del océano marginal de Colombia.

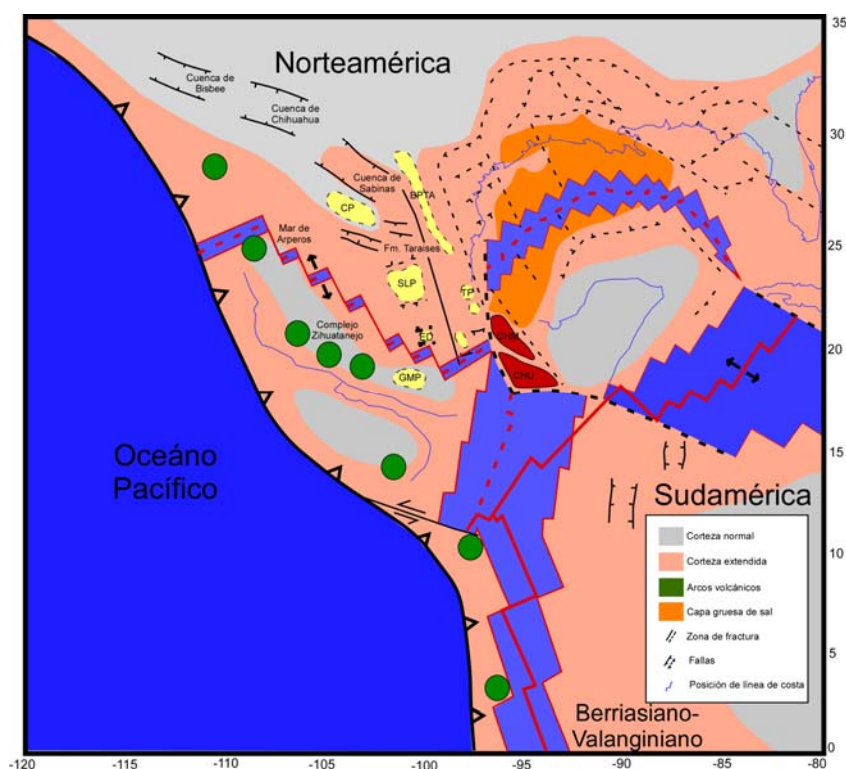


Figura 10. Mapa tectonoestratigráfico para el Berriasiano-Valanginiense CHM: macizo de Chiapas; CHU: bloque de Chuacus; BPTA: arco de Burro-Picachos-Tamaulipas; CP: plataforma de Coahuila; SLP: plataforma de San Luis Potosí; ED: plataforma El Doctor; TP: plataforma de Tuxpan; GMP: plataforma Guerrero-Morelos, (modificado de Pindell y Kennan, 2002).

## **Capítulo 4: Lechos Rojos.**

### **4.1- Formación Huizachal.**

Aunque el objetivo del presente trabajo es el análisis de la secuencia sedimentaria a partir del depósito de la Formación La Joya de edad Calloviano, se considera de gran importancia para el entendimiento del mismo realizar una recopilación bibliográfica del desarrollo de la Formación Huizachal.

Esta Formación fue definida formalmente por Imlay *et. al.*, (1948) para una secuencia de aproximadamente 500 m. de capas rojas que subyacen a lechos marinos del Jurásico Superior en el Este y Norte de México. Estos autores designaron su localidad tipo en el Valle de Huizachal a 25 Km. de Ciudad Victoria, Tamaulipas. A través del tiempo ha sido analizada por diversos autores (Michalzik, 1986, 1988, 1991; Rueda Gaxiola *et. al.*, 1993; Giner Solórzano, 2004), quienes coinciden en que el depósito de la Formación Huizachal ocurrió como producto erosivo de bloques continentales en un margen pasivo.

Mixon (1958) y Mixon *et. al.*, (1959) propusieron el nombre de Formación Huizachal para las capas rojas de edad Triásico Tardío y Formación La Joya para las capas rojas de edad Jurásico y agrupan ambas dentro del Grupo Huizachal de edad Rético-Tithoniano. Ellos consideran a este grupo como la unidad que subyace a la Formación Zuloaga o rocas equivalentes en facies y subyacen a rocas del Paleozoico.

Por presentar problemas de correlación, Carrillo Bravo (1961) propuso una nueva definición; Formación Huizachal para una secuencia de 2000 m. de espesor que consiste de lutitas, areniscas y conglomerados de color rojo con fauna del Triásico Superior que cubre en discordancia angular a sedimentos paleozoicos o precámbricos y subyace generalmente con una fuerte discordancia angular a una sección delgada de sedimentos rojos de probable edad del Jurásico Superior, que el identifica como Formación La Joya.

Meiburg *et. al.* (1987) identificaron rocas de composición riolítica debajo de la Formación Huizachal en el área de Aramberri y las designaron como serie pre-Huizachal.



Michalzik (1986, 1988, 1991) analizó la sedimentología y estratigrafía de los lechos rojos en el área de Galeana, Nuevo León, y determina actividad magmática de composición riolítica en las capas de la Formación Huizachal y claramente debajo de la Formación La Joya. El identifica una serie de sills y diques traquíticos intrusionando la Formación Huizachal. De acuerdo e este autor el depósito de la Formación Huizachal ocurrió en un sistema de río anastomosado con depósitos de canales y planicies aluviales. Su análisis petrográfico muestra una procedencia sedimentaria-metamórfica para las partículas. El análisis de paleocorriente realizado por Michalzik (1986, 1988, 1991) para la parte basal de la Formación Huizachal indica que el sentido de las corrientes para este tiempo fue muy probablemente hacia el sur o suroeste.

Rueda Gaxiola *et. al.* (1993), con base en la aplicación del método palinoestratigráfico, utilizaron el nombre de lechos rojos para las unidades de origen continental comprendidas arriba de la discordancia de las rocas paleozoicas o precámbricas y la discordancia debajo de las Formaciones La Joya, Zuloaga, Novillo o Minas Viejas. Algunos de sus resultados más importantes son; determinan una fuente de tipo volcánico con predominancia de cuarzo monocristalino no ondulado para los lechos rojos del Valle de Huizachal, así mismo determinan una fuente volcánica para los feldespatos del Valle de Huizachal, mientras que para otras secciones aledañas una fuente metamórfica. En los lechos rojos son más abundantes las micas, el sílice microcristalino y algunas arcillas que en la Formación La Joya. La oxidación está asociada al tamaño de grano, donde las partículas más finas como las lutitas y limolitas presentan una cubierta de hematita alrededor de los granos. Las partículas de los Lechos Rojos están menos redondeadas que las de la Formación La Joya, además son más inmaduras lo que interpreta como consecuencia de un depósito rápido y un área fuente cercana.

Rueda Gaxiola *et. al.*, (1993) proponen nombrar a la secuencia de lechos rojos como Alogrupo Los San Pedros y dividirlo en la Aloformacion Huizachal con sus Alomiembros Río Blanco y Volcanosedimentario y la Aloformación La Boca. De acuerdo a estos autores estas secuencias corresponden a dos etapas de evolución

de una fosa tectónica, que denominan Huayacocotla-El Alamar. Para estos autores la Formación La Joya sobreyace discordantemente a la Aloformación La Boca.

#### **4.2- Formación La Joya.**

La Formación La Joya fue definida formalmente por Mixon *et al.* en 1959, estableciendo como localidad tipo para esta Formación el Rancho La Joya en el Valle de Huizachal al Suroeste de Ciudad Victoria, Tamaulipas, en un corte muy cercano al analizado en el presente trabajo.

De acuerdo a estos autores en su localidad tipo esta Formación consiste de 65 metros ó más de lechos rojos que inician con un conglomerado basal de 20 m. de espesor que varía en composición y tamaño de grano en distancias muy cortas pero generalmente se compone de guijarros y gravas intercalados con materiales arenosos. A este conglomerado le sigue una secuencia carbonatada roja y verde con espesores de 1 a 2 m. para terminar con areniscas y limolitas rojas y verdes. Estudios de difracción de rayos X realizados por Bracken (1982) para determinar la composición de la roca fuente, muestran una predominancia de aporte de rocas volcánicas de composición félsica e intermedia con menos proporción de rocas graníticas y metamórficas de alto y bajo grado.

En algunas localidades del Anticlinorio Huizachal-Peregrina, las rocas de la Formación La Joya presentan cambios bruscos en el espesor, con engrosamientos y acuñamientos fuertes en tan sólo unos pocos metros. Carrillo Bravo (1961) reportó espesores que van de 40 m., en el Cañón de La Esperanza hasta 157 m., en el Cañón de Caballeros, Bracken (1982) midió secciones que van de 53 m. en el Valle de Huizachal hasta 122 m. en el Cañón de Caballeros. Por su parte, Michalzik (1988) reportó de 45 a 60 m. en algunas zonas localizadas al Sur de Galeana, Nuevo León. Por la gran diferencia de espesores en distancias tan cortas, algunos autores (Bracken, 1982; Michalzik, 1988) opinaron que esta Formación se encuentra rellenando partes bajas de una expresión topográfica irregular.

Para el presente trabajo se analizaron sólo los últimos 16 metros de la Formación La Joya, ya que en este sitio es difícil determinar su contacto con la Formación Huizachal que le subyace. En el área de estudio esta Formación consiste

principalmente de conglomerados polimícticos en bancos de 0,20 a 4 m., con clastos de 4 a 30 cm., además se tiene una alternancia de areniscas conglomeráticas con areniscas de grano medio a fino, intercaladas con lutitas y limolitas en espesores de 10 a 25 cm., (Figuras 11 y 12).

En todas estas facies predomina un color violeta a rojo intenso y es en las rocas de textura fina como las areniscas de grano fino y limolitas donde se pueden apreciar a nivel de afloramiento algunas estructuras sedimentarias como laminación, surcos de corriente y rizaduras escalonadas.

Además del área de estudio se han reportado afloramientos de la Formación La Joya en Aramberri, Galeana y Real de Catorce (Bracken, 1982; Michalzik, 1988).

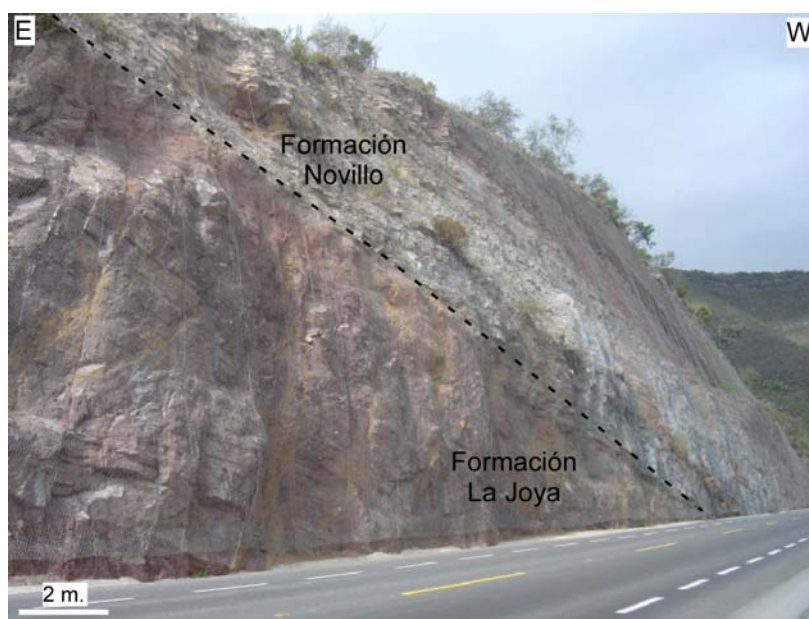


Figura 11. Parte superior de la Formación La Joya, en su contacto con los estratos calcáreos de la Formación Novillo.

#### 4.3- Relaciones estratigráficas

De acuerdo a *Mixon et al.* (1959) la edad de la Formación La Joya sólo puede ser estimada con base en la relación estratigráfica que guarda con las rocas sub y suprayacentes como las del Oxfordiano. Carrillo Bravo (1961) reporta algunas especies de moluscos (*Natica georgiana* D'Orbingy y *Eonavicula* sp.) que sólo permiten asignarle una edad del Calloviano-Oxfordiano. Michalzik (1988) la considera

con base en sus relaciones estratigráficas de edad pre-Oxfordiano y probablemente pre-Calloviano del Jurásico Medio.

La Formación La Joya es correlacionable con la Formación Werner de la costa estadounidense del Golfo de México, la cual, al igual que la Formación La Joya sobreyace generalmente en forma discordante a capas rojas más antiguas, en este caso de la Formación Eagle Mills (Mixon *et al.*, 1959; Bracken, 1982). En el área del Anticlinorio de Huayacocotla, al sur del área del presente trabajo, rocas de composición y edad similar se conocen como Formación Cahuassas.

En la mayoría de los afloramientos del Noreste de México, la Formación La Joya se encuentra en forma discordante sobreyaciendo a la Formación Huizachal o sobre basamento precámbrico ó paleozoico y es cubierta en forma concordante o transicional por carbonatos o evaporitas de alguna de las siguientes Formaciones: Novillo, Minas Viejas, Zuloaga y Olvido (Aguilar Rodríguez, 1984; Camacho Angulo, 1993)

Aunque en el corte analizado no se aprecia el contacto de la Formación La Joya con la Formación Huizachal que le subyace, en algunos afloramientos relativamente cercanos se pudo determinar una discordancia angular de aproximadamente 7° entre ambas Formaciones, siendo similar a lo reportado por otros autores (Mixon *et al.*, 1959; Götte, 1986; Michalzick, 1988).

El contacto con la Formación suprayacente, en este caso La Formación Novillo, es concordante del punto de vista tectónico, aunque se tiene una discordancia sedimentaria, pudiéndose observar un cambio bien marcado tanto en composición, de rocas detríticas a carbonatos, como en coloración, de un color rojo violeta a un gris claro.

#### **4.4- Tipos de facies para la Formación La Joya.**

En este subcapítulo se describen las facies encontradas en el análisis de las muestras, así mismo, se realiza una interpretación de las mismas. La descripción de estas facies se realizó con base en observaciones de campo y análisis petrográfico de las muestras.

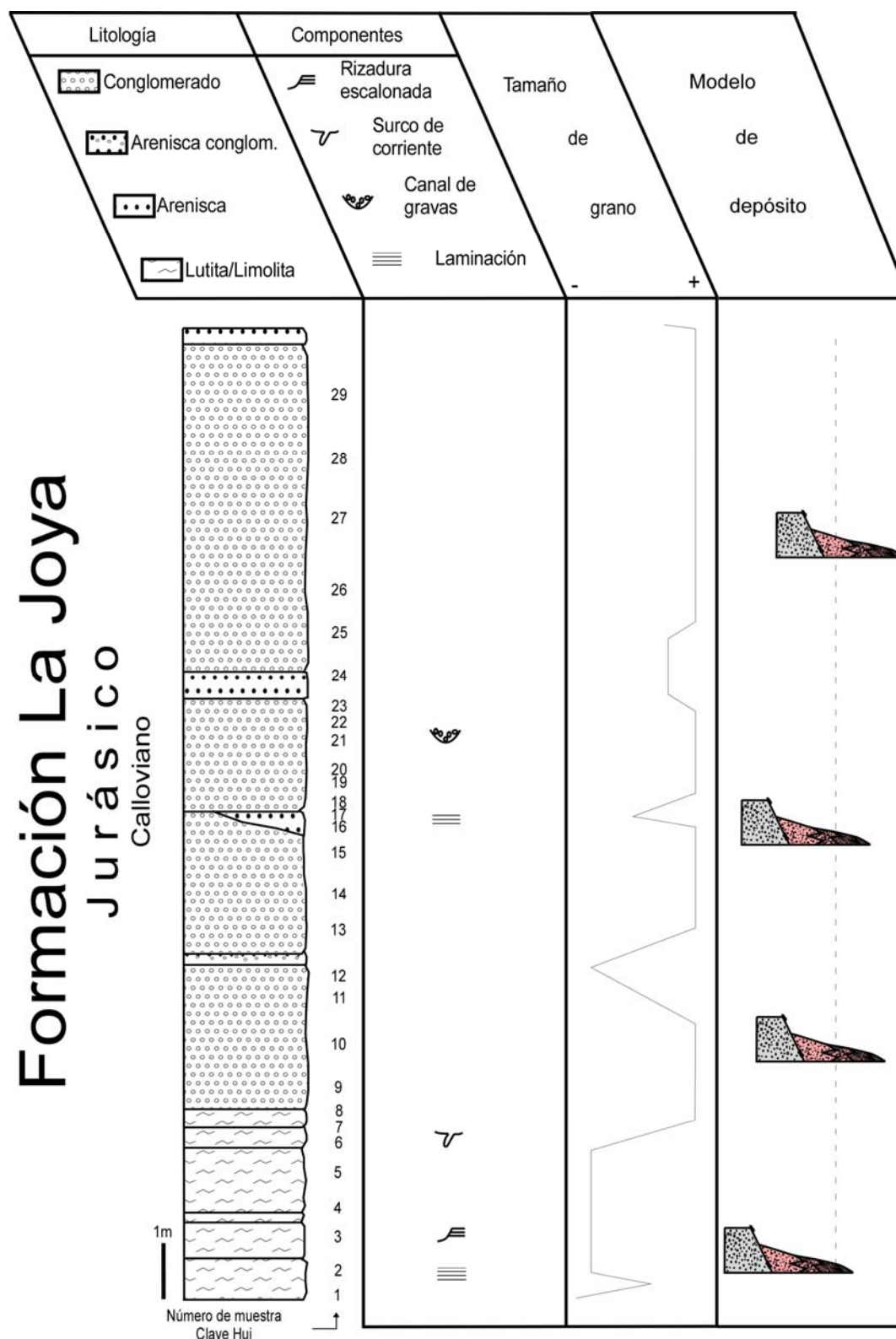


Figura 12. Columna litoestratigráfica de la Formación La Joya. Elaborada con base en observaciones de campo y análisis petrográfico. La línea punteada en la columna de la derecha indica la zona de depósito de la muestra correspondiente.

#### **4.4.1- Conglomerado.**

La facies conglomerática (Figura 13) está constituida principalmente por fragmentos mal sorteados de rocas de composición muy variada con colores verde, gris y rojo, dando un tono violeta a la muestra.

Entre los componentes se identifican fragmentos retrabajados de areniscas y limolitas representativos de las rocas subyacentes.

Este conglomerado se presenta en bancos de 0,20 a 4,00 m. El tamaño de las partículas varía de unos cuantos milímetros a varios centímetros, con algunos clastos de hasta 30 cm.

La forma de las partículas va de subangular a subredondeada. El empaquetamiento de los granos es soportado por la matriz (paraconglomerado), aumentando la cantidad de esta hacia la parte alta del corte.

El contacto entre algunos de los bancos conglomeráticos muestra un amalgamamiento o superficie ondulosa, tratándose quizá de superficies erosivas. En ocasiones se tienen bandas o lentes de arenisca en los conglomerados. Estos lentes generalmente muestran gradación inversa y canales de gravas.



Figura 13. Facies conglomerática de la Formación la Joya que muestra clastos de diversa composición, en formas subangulares a subredondeadas y con un mal sorteo.

El análisis petrográfico de clastos permite reconocer como componentes principales cuarzos de diverso origen, así como fragmentos de rocas ígneas y metamórficas, donde se tiene una marcada alineación de las partículas, que por lo general son plagioclasas de tamaño muy pequeño.

Hacia el contacto con las rocas suprayacentes, aumenta considerablemente la cantidad de fragmentos de origen sedimentario, principalmente de areniscas. A lo largo del corte los bancos conglomeráticos están separados principalmente por areniscas de grano medio a fino.

#### **4.4.2- Arenisca conglomerática.**

La facies de arenisca conglomerática está formada principalmente por areniscas de grano grueso que contienen clastos de composición variada con un tamaño promedio de 3 mm., (Figura 14). El color de esta facies es rojo a violeta.

Por lo regular, las areniscas conglomeráticas afloran en estratos de 10 a 15 cm., de espesor y en forma intercalada con los conglomerados. La composición de esta facies es de cristales de cuarzo con fragmentos de rocas ígneas ricas en plagioclasa y escasas partículas de menor tamaño y composición arcillo-limolítica. En algunos de los clastos arcillosos se pueden apreciar estructuras circulares tipo remolino.

Las areniscas conglomeráticas muestran un contacto intragranular con poca matriz entre las partículas. Al igual que en la facies conglomerática, la redondez de las partículas aumenta hacia la cima de la Formación.

#### **4.4.3- Arenisca de grano medio a fino.**

Esta facies incluye areniscas con un tamaño de grano de 2 a 3 mm. Su composición es de partículas de cuarzo en un 80% o más, además se tienen escasos feldespatos, así como fragmentos líticos de origen sedimentario (areniscas) e ígneo. El color que presentan es rojo violeta.

Las areniscas de grano medio a fino afloran en estratos de 10 a 15 cm., intercalados entre estratos de composición arcillo-limolítica. Comúnmente, las areniscas de grano medio muestran un marcado cambio en los espesores, así como



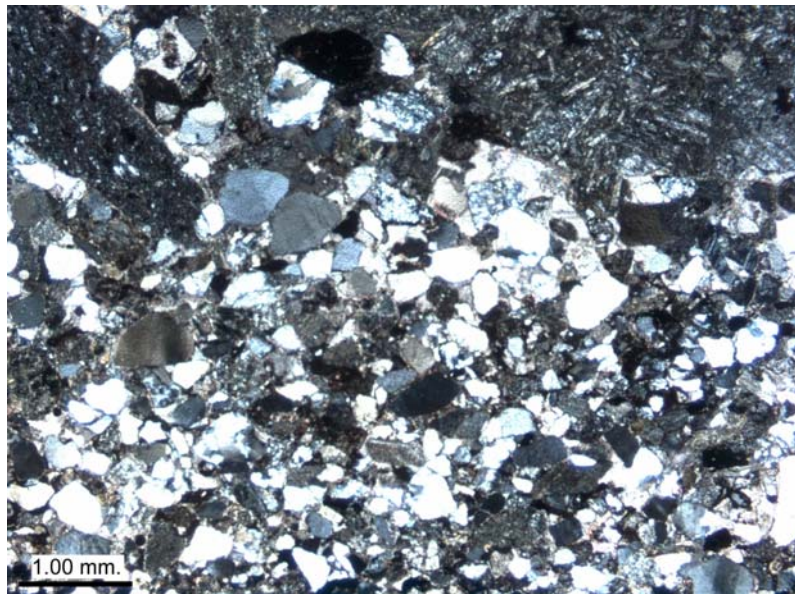


Figura 14. Arenisca conglomerática que muestra cuarzo ondulado y litoclastos de composición ígnea (muestra Hui 9).

una variación lateral, siendo frecuente observarlas en forma de lentes con contactos ondulosos (Figura 15), lo que indica ligeras fluctuaciones en el nivel de energía.

La forma de las partículas es de redondeada a subredondeada, con algunas de ellas mostrando una buena esfericidad (Figura 16). El contacto predominante entre las partículas es suturado.

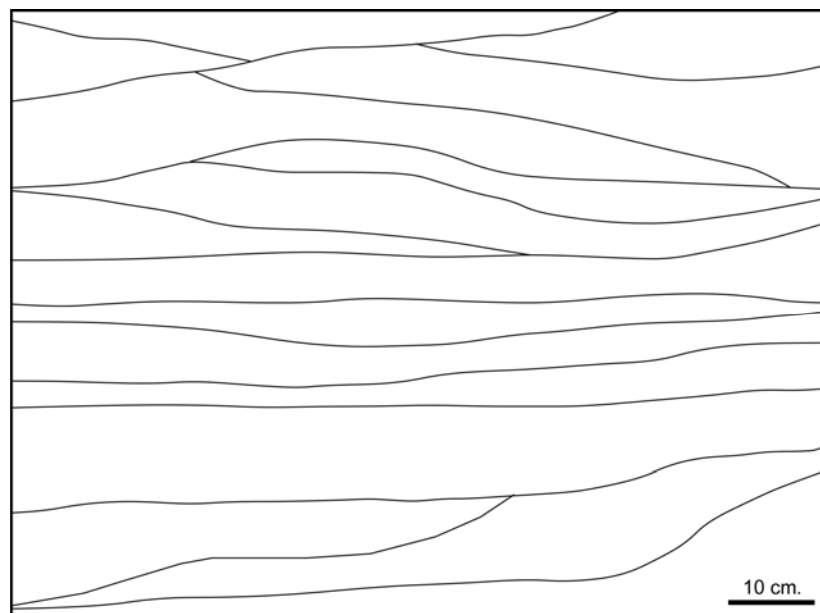


Figura 15. Diagrama esquemático para los planos de estratificación de las areniscas de grano medio en la Formación La Joya.



En esta facies el contenido de matriz es escaso, predominando la de composición calcárea con escasa matriz de composición arcillosa. Algunas de las muestras presentan laminación paralela, aunque es difícil percibir un cambio notable en el tamaño de las partículas.

#### **4.4.4- Lutita/Limolita.**

En esta facies se agrupan rocas con un tamaño de partículas de 0,157 a 0,320 mm. La composición predominante es de partículas de cuarzo, con feldespatos y escasos fragmentos líticos de origen ígneo y sedimentario (Figura 17).

En el área de estudio esta facies se presenta en bancos de 15 a 20 cm., de espesor intercalados entre las areniscas medias a finas. Como en todas las facies de la Formación La Joya, los colores que predominan son rojo y violeta.

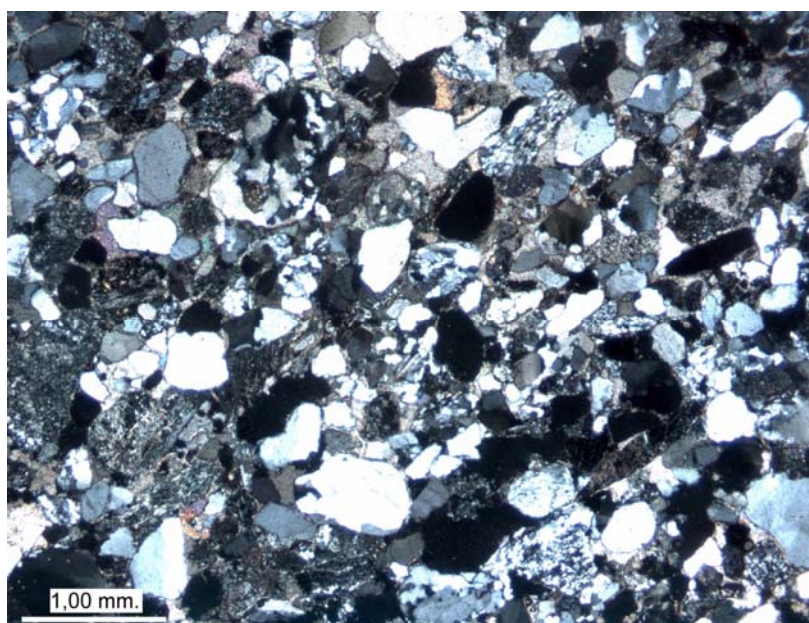


Figura 16. Arenisca de grano medio de la Formación la Joya. Obsérvese la esfericidad y el contacto suturado de las partículas, (muestra Hui 21).

Por su tamaño de grano las rocas de esta facies son difíciles de analizar con microscopio convencional, pero se pudo determinar que la forma de los granos es angulosa e incluso presenta cristales muy alargados, contrario a lo observado en las otras facies presentes donde se tiene una mejor esfericidad. También se determinó

un porcentaje mucho mayor de matriz, principalmente de composición calcárea y arcillosa.

Algo común en este tipo de facies es la presencia de laminación paralela y gradación normal. En algunas de las muestras se observan escasos clastos flotados de composición arcillosa y forma subredondeada. Por el tamaño de grano fino es posible observar algunos otros tipos de estructuras sedimentarias, como surcos de corriente y rizaduras escalonadas.

#### **4.5- Análisis petrográfico.**

La clasificación de los sedimentos clásticos terrígenos tiene su base en el análisis petrográfico de las rocas y requiere de una buena determinación de la composición modal (Tucker, 1985).

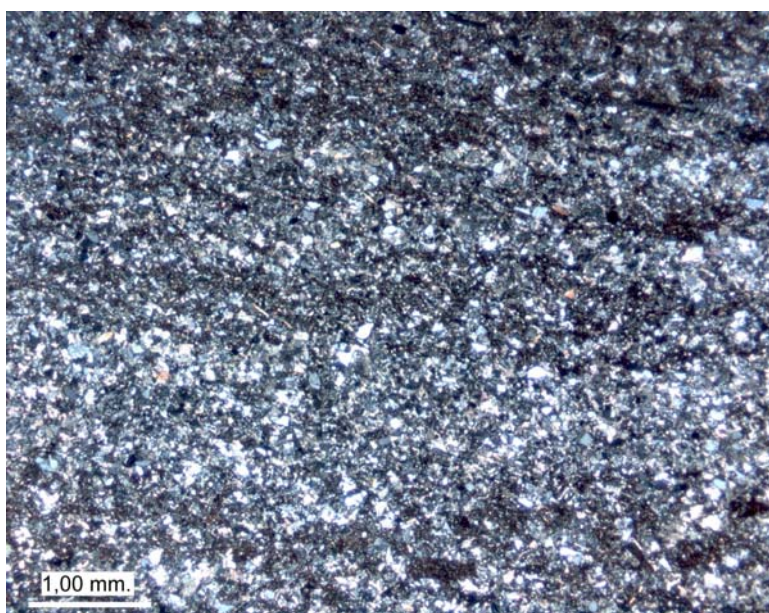


Figura 17. Facies limoarcillosa que muestra laminación en forma de bandas claras y oscuras, (muestra Hui 3).

La mayoría de las clasificaciones (Folk, 1962; Pettijohn *et. al.*, 1973) presentan los resultados en un diagrama ternario donde los componentes principales son cuarzo, feldespato y fragmentos de roca de origen sedimentario, ígneo y metamórfico.

La clasificación utilizada para el presente estudio es la de Pettijohn *et. al.* (1973), quienes dividen al grupo de las areniscas en dos sectores dependiendo de la cantidad de matriz que contenga, a las rocas con matriz menor al 15%, las denomina areniscas y en caso contrario grauwacas.

Para realizar el análisis modal de acuerdo a estos autores, se contaron un promedio de 300 puntos de cada una de las muestras con tamaño de grano medio a fino, ya que el transporte tiene efectos sobre la granulometría y la composición mineralógica de las muestras. En este análisis se contabiliza como cuarzo tanto a la variedad de cuarzo monocristalino como al cuarzo policristalino.

En el caso de los sedimentos clásticos de la Formación La Joya, la mayoría de las muestras tienen un contenido de matriz en un rango de 8-10% y por su relación de cuarzo, feldespato y fragmentos líticos se clasifican como arcosas a subarcosas (Figura 18). Estos sedimentos presentan una buena madurez textural, así como escasos fragmentos líticos, lo que podría ser indicio de que las partículas fueron depositadas como producto de un segundo ciclo de sedimentación a partir del retrabajamiento de rocas preexistentes, muy probablemente de la Formación Huizachal.

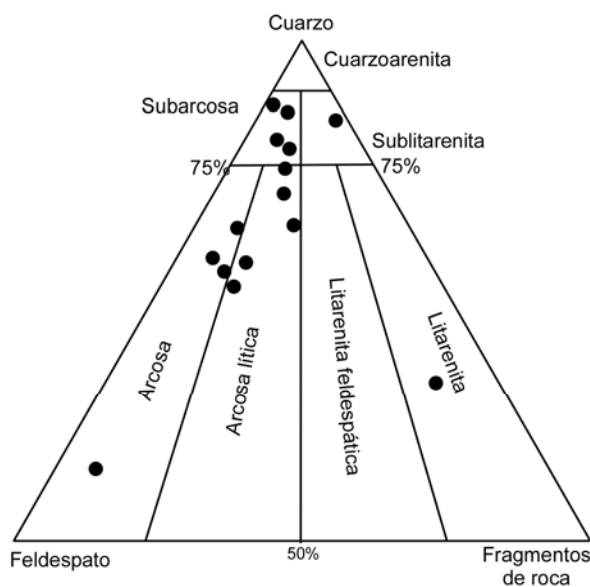


Figura 18. Clasificación de las areniscas de la Formación la Joya de acuerdo a Pettijohn *et al.* (1973). La mayoría de las muestras se clasifican como arcosas a subarcosas.

#### 4.6- Análisis de cuarzos.

En el estudio de las areniscas, el análisis de los tipos de cuarzo es importante para interpretar el ambiente de depósito. Cuarzo monocristalino normal domina en rocas magmáticas extrusivas, en rocas piroclásticas y en cuarzarenitas maduras. Cuarzo monocristalino ondulado puede tener un origen plutónico como metamórfico de bajo grado y cuarzo policristalino por lo general se asocia con rocas metamórficas (Blatt y Christie, 1963).

En el análisis realizado para la Formación La Joya se hizo un conteo modal de aproximadamente 300 puntos, separándolos en cuarzo normal, ondulado y policristalino. El diagrama obtenido con el estudio (Figura 19) muestra una clara predominancia de cuarzo ondulado con sólo un contenido de cuarzo policristalino y normal de un 10 a 25 %.

#### 4.7- Análisis de procedencia.

De acuerdo a Dickinson y Suczek (1979), la composición de las areniscas está influenciada por el carácter de la procedencia sedimentaria, la naturaleza de los procesos sedimentarios en la cuenca, así como algunos patrones

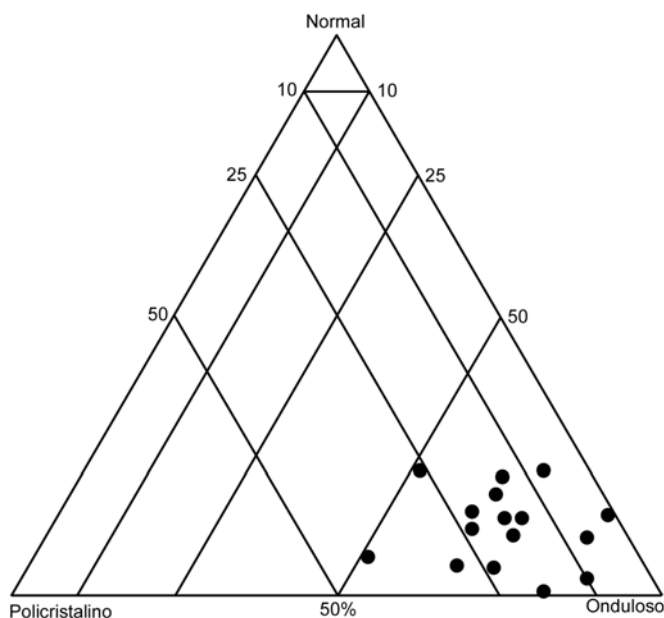


Figura 19. Relación de los diferentes tipos de cuarzo en las muestras analizadas de la Formación La Joya. En este análisis predominan cuarzo de tipo ondulado (modificado de Blatt y Christie, 1963).

que relacionan la procedencia con la cuenca y que están controlados por la tectónica de placas. De acuerdo a estos autores, las rocas ricas en cuarzo están asociadas a márgenes continentales pasivos; las rocas con poco cuarzo las relacionan con origen volcánico por arcos de islas magmáticas y las rocas con contenido intermedio de cuarzo se originan principalmente en márgenes continentales activos o cinturones orogénicos.

El análisis realizado con las muestras de la Formación La Joya (Figura 20) indica una procedencia de las partículas a partir de bloques continentales. Algunas de las muestras analizadas indican un campo de origen a partir de orógenos reciclados.

Según Dickinson y Suczek (1979) las rocas con un alto contenido de cuarzo y feldespato y carácter arcósico como las analizadas en la Formación La Joya se originan en márgenes continentales pasivos en un ambiente de depósito caracterizado por un alto relieve y una rápida erosión.

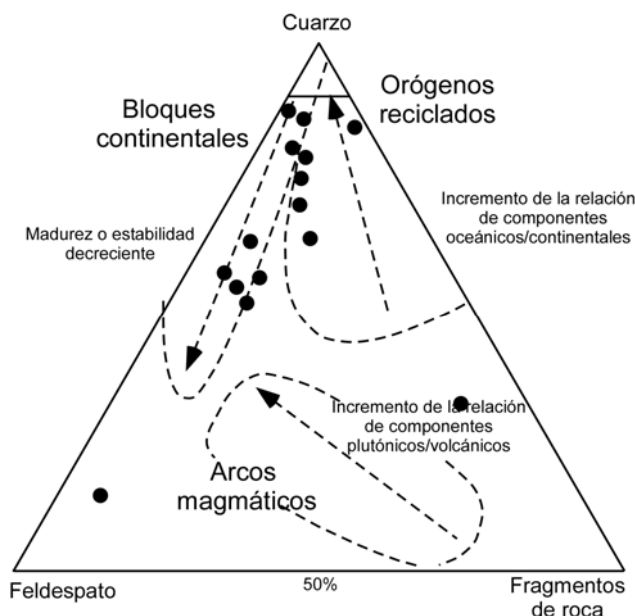


Figura 20. Diagrama de procedencia tectónica para las rocas de la Formación La Joya, de acuerdo a Dickinson y Suczek (1979).

#### **4.8- Análisis de matriz.**

El contenido de matriz en las rocas clásticas está en relación a la distancia de transporte que sufrieron las partículas antes de su depositación, entre mayor sea la cantidad de matriz mayor fue el transporte. En las muestras analizadas el contenido de matriz es en promedio del 9%, con sólo 3 muestras que presentan un contenido ligeramente superior al 15%. La composición de la matriz es predominantemente carbonatada y en menor cantidad arcillosa.

#### **4.9- Interpretación para la Formación La Joya.**

De acuerdo a las características que presentan las rocas analizadas que coinciden en gran medida con las observadas por otros autores (Bracken, 1982; Michalzik, 1988, 1991) como el tamaño y la forma de las partículas, el pobre sorteo de los conglomerados y la escasa cantidad de matriz presente en las muestras se interpreta que el sedimento que dio origen a las rocas de la Formación La Joya se derivó de áreas fuente cercanas al lugar de depósito. Estas áreas estuvieron caracterizadas por un rápido levantamiento y erosión. Bracken (1982) y Tucker (1991) interpretan los conglomerados soportados por matriz y con ausencia de estructuras internas como depósitos de “debris flow”, característicos de llanuras o planicies aluviales. Bracken (1982) interpreta este tipo de depósitos como cuerpos de abanicos que se encuentran rellenando un sistema de cuencas tipo “graben” en el Noreste de México.

El análisis de clasificación de las rocas (Pettijohn *et. al.*, 1973) muestra que la mayoría de las rocas analizadas se clasifican como arcosas a subarcosas, por su relación de componentes.

El análisis de cuarzo (Figura 19) muestra una predominancia de cuarzo monocrystalino ondulado con un contenido de cuarzo policristalino y normal entre 10 y 25%, lo que de acuerdo a Blatt y Christie (1963), indica un origen de las partículas a partir de rocas de composición ígnea.

De acuerdo al estudio de procedencia de Dickinson y Suczek (1979) se interpreta un origen de bloque continental para las rocas de la Formación La Joya, con una muy buena madurez textural.

Según Dickinson y Suczek (1979) y Tucker (1991), las rocas con las características que tienen las de la Formación La Joya, fueron muy probablemente originadas a partir de cratones estables, donde el basamento granítico es la principal fuente de aporte del cuarzo.

#### **4.10- Modelo de depósito para la Formación La Joya.**

El análisis realizado, así como los diversos tipos de facies determinados en la Formación La Joya indican un depósito inicial en un ambiente de alta subsidencia con formación de cuencas tipo “graben” (Figura 21). Este tipo de ambiente es característico para el Triásico Superior y el Jurásico Inferior en la región noreste de México que incluye el área de estudio, donde se iniciaba el rompimiento del supercontinente Pangea (Pindell, 1982; Salvador, 1991; Pindell y Kennan, 2002;).

La formación de estratos delgados de composición calcárea y laminados en la base de la Formación indica un cierto influjo de agua hacia la zona de depósito para este tiempo. Bracken (1982) interpreta un origen lacustre para estos bancos calcáreos, depositados en un sistema aluvial de baja energía.

La forma y sorteo de las partículas, sobre todo en los conglomerados, así como el bajo contenido de matriz en la mayoría de las muestras indican una área fuente relativamente cercana al lugar de depósito, aunque para soportar esta interpretación se debe considerar que la madurez de las rocas se da como efecto de que las partículas que dieron origen a la Formación La Joya son producto de por lo menos un segundo ciclo de sedimentación, a partir del retrabajamiento de rocas preexistentes, muy probablemente de la Formación Huizachal.



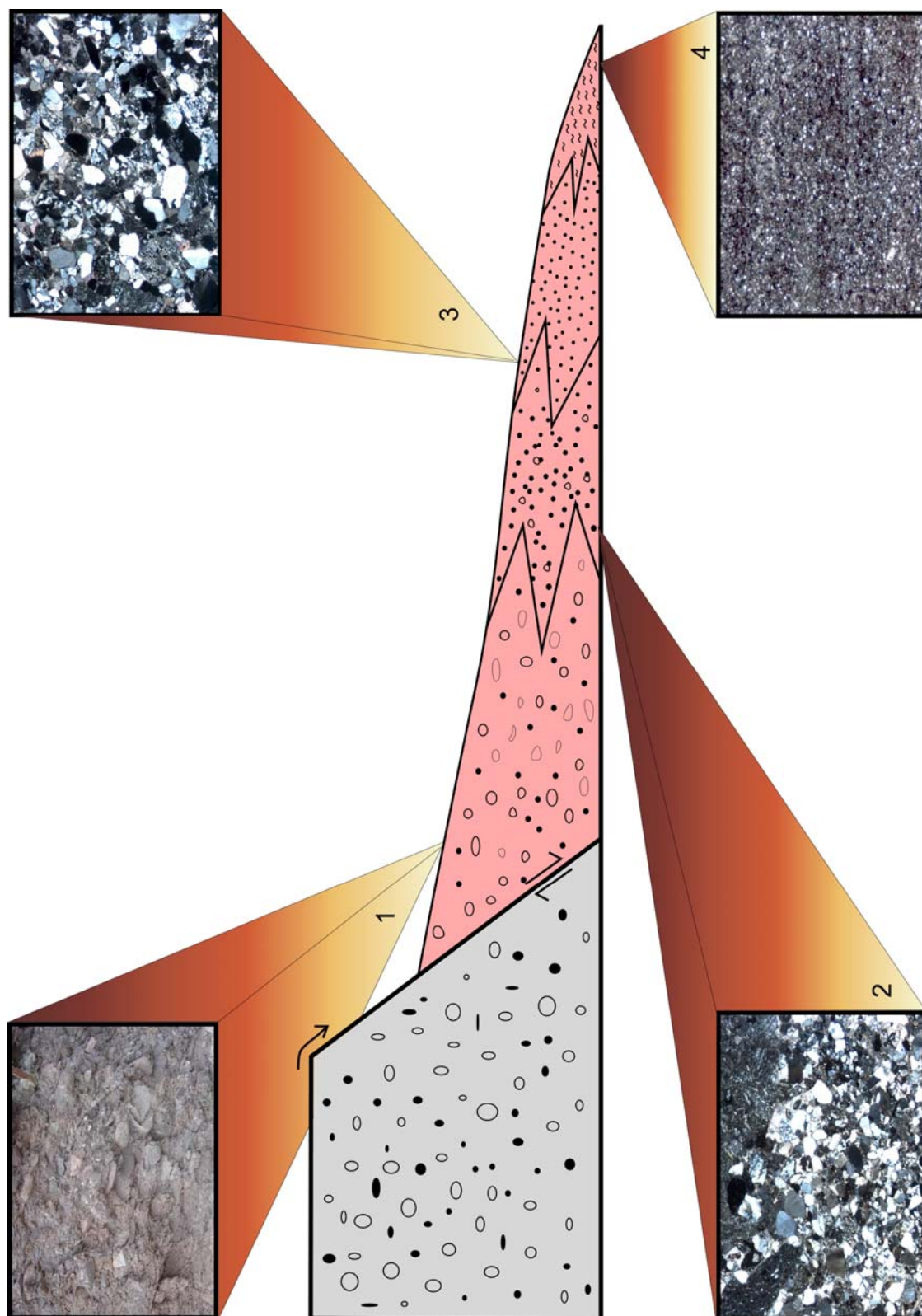


Figura 21. Modelo de depósito para la Formación La Joya en el área del Valle de Huizachal. 1: Conglomerado, 2: Arenisca conglomerática, 3: Arenisca de grano medio a fino, 4: Lutita/limonita (modificado de Michalzik, 1988).



## **Capítulo 5: Formación Novillo.**

### **5.1- Formación Novillo.**

Heim (1940) utilizó por primera vez el nombre de Formación Novillo para una secuencia de 39 a 44 m., compuesta de calizas, dolomitas y calizas dolomitizadas que afloran en el Cañón del Novillo, cerca de Ciudad Victoria, Tamaulipas. Sin embargo, otros autores como Imlay (1953) opinaron que por la similitud litológica y posición estratigráfica de las rocas de la Formación Novillo con las de la Formación Zuloaga, el nombre de Formación Novillo debería ser abandonado y utilizarse sólo el de Formación Zuloaga. A través del tiempo la mayoría de los autores la nombran dependiendo de la relación estratigráfica que guarda con las rocas infra y suprayacentes. Si es subyacida por la Formación Minas Viejas y sobreyacida por la Formación La Casita la denominan Zuloaga, si descansa sobre la Formación la Joya y es cubierta por la Formación Olvido la nombran Novillo.

En el corte analizado esta Formación se compone de una secuencia de calizas de color gris claro a café ocre intercaladas con dolomitas y calizas parcialmente dolomitizadas expuestas en estratos de 10 a 80 cm., y que dan un total de 16 m., (Figuras 22 y 23). Algunos autores (Armas Zagoya, 2004; Zúñiga de León, com. personal ) reportan espesores de 50 a 60 metros para la Formación Novillo en el flanco norte del Valle de Huizachal.

### **5.2- Relaciones estratigráficas.**

En el área de estudio la Formación Novillo cubre en forma concordante a las capas rojas de la Formación La Joya del Jurásico Medio y es cubierta en forma transicional por capas yesíferas de color rojo que constituyen el miembro basal de la Formación Olvido (Figura 22).

Camacho Angulo (1993) reporta pozos localizados al oriente del Anticlinorio Huizachal-Peregrina con rocas de la Formación Novillo descansando sobre las Formaciones Metate y Minas Viejas del Jurásico y siendo cubiertas por la Formación Olvido. De la misma forma se reporta en estudios realizados por Aguilar Rodríguez (1984), en la Planicie Costera del Golfo.



Figura 22. Estratos calcáreos de la Formación Novillo. En la parte inferior la Formación La Joya y hacia la parte superior el miembro yesífero de la Formación Olvido.

### 5.3- Descripción de las muestras.

Las clasificaciones más utilizadas en el estudio de las rocas carbonatadas son la de Folk (1962) y la de Dunham (1962), quienes se basan principalmente en las texturas deposicionales. El criterio que se utiliza en este trabajo es Folk (1962) / Dunham (1962).

Para el análisis microfacial de la Formación Novillo se estudiaron las muestras Hui 30 a Hui 64. El resultado del análisis microscópico es.

#### Hui 30.

Micrita/Mudstone. Muy escaso cuarzo anguloso y microcristalino. Pocos cristales de óxido de hierro en color oscuro y rojo intenso, muy probablemente por oxidación de cristales de pirita, algunos de ellos parcialmente reemplazados por esparita. Escasos fragmentos de bivalvos de concha delgada y pocos ostrácodos completos.

#### Hui 31.

Pelsparita/Grainstone. Valvas de ostrácodos y restos de miliólidos, fragmentos de braquiópodos, restos de algas, abundante *Favreina sp.*, escasas partículas de cuarzo anguloso.

**Hui 32.**

Pelsparita/Grainstone. Valvas de ostrácodos y restos de foraminíferos bentónicos (miliólidos), fragmentos de braquiópodos, restos de algas, abundante *Favreina sp.* y presencia de *Saccocoma sp.*, escasos fragmentos de cuarzo anguloso.

**Hui 33.**

Pelmicrita/Grainstone peloidal. Valvas de ostrácodos, fragmentos de braquiópodos, restos de algas, fragmentos de moluscos, *Favreina sp.* escasos miliólidos, zonas con dolomita en forma de cristales rombohédricos idiomorfos, partículas de óxido de fierro formando una banda de 3 mm., escaso cuarzo, estilolitas rellenas de materia orgánica.

**Hui 34.**

Intramicrita/Wackestone con valvas de ostrácodos, escasos pellets, espículas, conchas delgadas, presencia de *Saccocoma sp.* Abundantes cristales de dolomita, micropartículas de óxido de fierro, probablemente pirita, escasas estilolitas rellenas de materia orgánica.

**Hui 35.**

Intramicrita/Wackestone. Fragmentos de braquiópodos, escasos bivalvos delgados, fracturas desplazadas. Aumenta considerablemente la cantidad de cristales de dolomita en relación a la muestra anterior, microfallas.

**Hui 36.**

Esparita/Mudstone. Escasas valvas delgadas de ostrácodos, restos de algas, estructuras dendroides formadas por óxido de fierro. Escasos cristales de dolomita.

**Hui 37.**

Esparita/Mudstone. Escasas valvas delgadas de ostrácodos y restos de algas calcáreas. Escasos cristales de dolomita zonada.

**Hui 38.**

Esparita/Dolomita. Ostrácodos. Cuarzo escaso y de tamaño fino que en algunas zonas reemplaza a la esparita. Fuerte fracturamiento fino.

**Hui 39.**

Pelsparita/Grainstone peloidal. La muestra se compone principalmente de pellets con un tamaño de partículas más pequeño que en los grainstones peloidales descritos anteriormente, ostrácodos, restos de algas, escaso cuarzo de tamaño muy pequeño, *Favreina sp.*

**Hui 40.**

Pelmicrita/Mudstone. Pellets, conchas de ostrácodos delgadas, restos de algas calcáreas, relativamente poco cuarzo de tamaño muy fino, escasas zonas reemplazadas por esparita.

**Hui 41.**

Micrita/Mudstone. Fragmentos de algas y algunas espículas de esponjas, escaso cuarzo de tamaño muy fino, que en algunas zonas se encuentra reemplazando a la esparita.

**Hui 42.**

Micrita/Mudstone. Restos de algas, ostrácodos de concha delgada, escasos pellets de tamaño pequeño, zonas fuertemente esparitizadas, *Favreina sp.*

**Hui 43.**

Pelmicrita/Mudstone. Pellets, restos de algas, cuarzo formado a partir de la micrita, ostrácodos que fueron lavados.

**Hui 44.**

Biomicrita/Mudstone. Restos de algas calcáreas, espinas de equinodermos, valvas de ostrácodos, conchas delgadas, espículas, abundante cuarzo. *Favreina sp.*

**Hui 45.**

Biomicrita/Mudstone. Escasos ostrácodos, restos de algas, escasos pellets.

**Hui 46.**

Pelmicrita/Wackestone. Pellets, escasos ostrácodos, restos de algas calcáreas, cuarzo microcristalino, estilolitas rellenas de materia orgánica.

**Hui 47.**

Pelsparita/Wackestone. Pellets. restos de algas calcáreas, moluscos de concha delgada, ostrácodos.

**Hui 48.**

Micrita/Mudstone. Escasos ostrácodos, matriz fina con zonas fuertemente esparitizadas, estilolitas rellenas de materia orgánica.

**Hui 49.**

Intramicrita/Wackestone. Restos de algas, braquiópodos, espículas, abundante cantidad de cristales de dolomita en forma rombohédrica y zonados.

**Hui 50.**

Intramicrita/Wackestone. Restos de algas, escasos bivalvos de concha delgada, escasos cristales pequeños de dolomita zonada. *Favreina sp.*

**Hui 51.**

Pelsparita/Wackestone. Pellets, restos de algas, cuarzo pequeño de formas angulosas y mal clasificados. *Favreina sp.*

**Hui 52.**

Pelsparita/Wackestone. Pellets, restos de algas, gran cantidad de cristales de dolomita zonada, escasos ostrácodos, fragmentos de valvas delgadas, *Favreina sp.*

**Hui 53.**

Bioesparita/Wackestone. Muy escasos ostrácodos y restos de algas, cuarzos angulosos, de tamaño muy pequeño y esporádicos.

**Hui 54.**

Intramicrota/Wackestone. Abundantes cristales dolomíticos, formados a partir de recristalización de pellets y en ocasiones nuevamente recristalizados a cuarzo. Escasos restos de algas.

**Hui 55.**

Esparita/Mudstone. Sólo se observan muy escasos cristales de cuarzo anguloso y de tamaño muy pequeño.

**Hui 56.**

Intramicrota/Wackestone. Abundantes cristales de dolomita, fragmentos de conchas gruesas, espículas. Escaso cuarzo anguloso

**Hui 57.**

Esparita/Mudstone. Sólo contiene muy escaso cuarzo anguloso y pequeño.

**Hui 58.**

Microta/Mudstone. Escaso cuarzo anguloso, fracturas esparitizadas, gran cantidad de óxido de hierro en forma de partículas oscuras de tamaño muy fino y de composición indeterminable.

**Hui 59.**

Esparita/Mudstone. Cristales de esparita homogénea con escaso cuarzo anguloso de tamaño muy fino.

**Hui 60.**

Esparita/Mudstone. Sólo contiene escasos cristales de cuarzo anguloso y algunos óxidos de hierro.

**Hui 61.**

Pelsparita/Wackestone. Principalmente pellets, espículas de esponja, fragmentos de algas calcáreas. *Favreina sp.*

**Hui 62.**

Pelsparita/Wackestone. Pellets, carpetas de algas, fragmentos de algas calcáreas, óxido de hierro en partículas pequeñas y color rojo intenso.

**Hui 63.**

Intraesparita/Wackestone. Contiene principalmente partículas de cuarzo anguloso de tamaño grande, escasos feldespatos, glauconita, escasos granos revestidos o “coated grains” con formas tabulares e irregulares.

**Hui 64.**

Intraesparita/Wackestone. Gran cantidad de cuarzo anguloso de tamaño grande, escasos feldespatos, glauconita y granos revestidos.

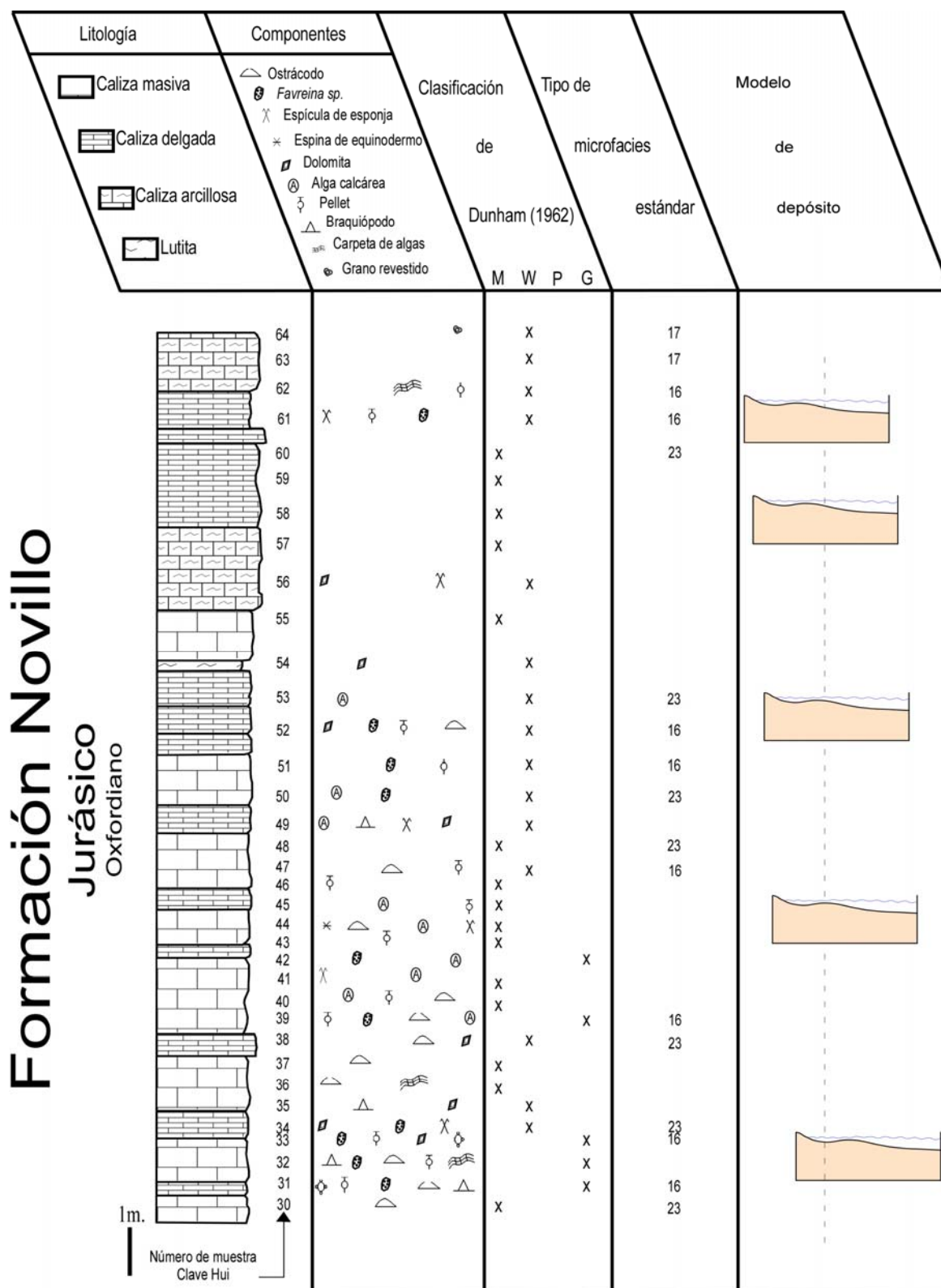


Figura 23. Columna litoestratigráfica para la Formación Novillo. Elaborada con base en el análisis de las muestras Hui 30 a Hui 64. Mudstone (M), wackestone (W), packstone (P), grainstone (G). La línea punteada en la columna de la derecha indica la zona de depósito de la muestra correspondiente.



#### **5.4- Tipos de facies de la Formación Novillo.**

Para el análisis microfacial de esta Formación se estudiaron un total de 34 muestras. El resultado permite identificar diferentes tipos de facies, que se presentan de manera repetitiva a lo largo del corte.

##### **5.4.1- Bioesparita.**

La facies de bioesparita dentro de la Formación Novillo se presenta en forma muy esporádica, está compuesta por rocas con matriz micrítica a esparítica y un contenido regular de biógenos y bioclastos de diversos organismos (Figura 24). El más abundante de los componentes es valvas de ostrácodos, además se observan espinas de equinodermos, espículas, restos de algas, así como fragmentos de moluscos de concha delgada. Un organismo importante de la facies de bioesparita es *Saccocoma sp.*, que está reportada del Triásico al Jurásico Tardío pero que por lo general ocurre en forma abundante en el intervalo Kimmeridgiano-Tithoniano Medio (Flügel, 1982, 2004), aunque en las muestras de la Formación Novillo se presenta en forma muy escasa se puede deducir tentativamente la edad. La fracción de litoclastos está compuesta por partículas de cuarzo anguloso de tamaño muy pequeño.

##### **Interpretación.**

De acuerdo a su contenido faunístico, esta facies es característica de una zona de aguas someras y tranquilas de baja energía abajo del nivel de mareas, como lo indica la presencia de esponjas y equinodermos, característicos para esta zona durante el Jurásico (Flügel, 1982, 2004). Además, otra evidencia de la poca energía de depósito es la presencia de ostrácodos de concha delgada con ambas valvas unidas.

La presencia de *Saccocoma sp.*, se da con muy pocos ejemplares y no permite restringir la edad de la Formación del Kimmeridgiano al Tithoniano Medio, donde se presenta en forma abundante aparentemente como consecuencia de eventos anóxicos ocurridos durante este tiempo. *Saccocoma sp.* tiene su primer

registro en los mares epicontinentales de Europa a partir del Jurásico Medio donde es común en secuencias de cuencas marinas profundas.

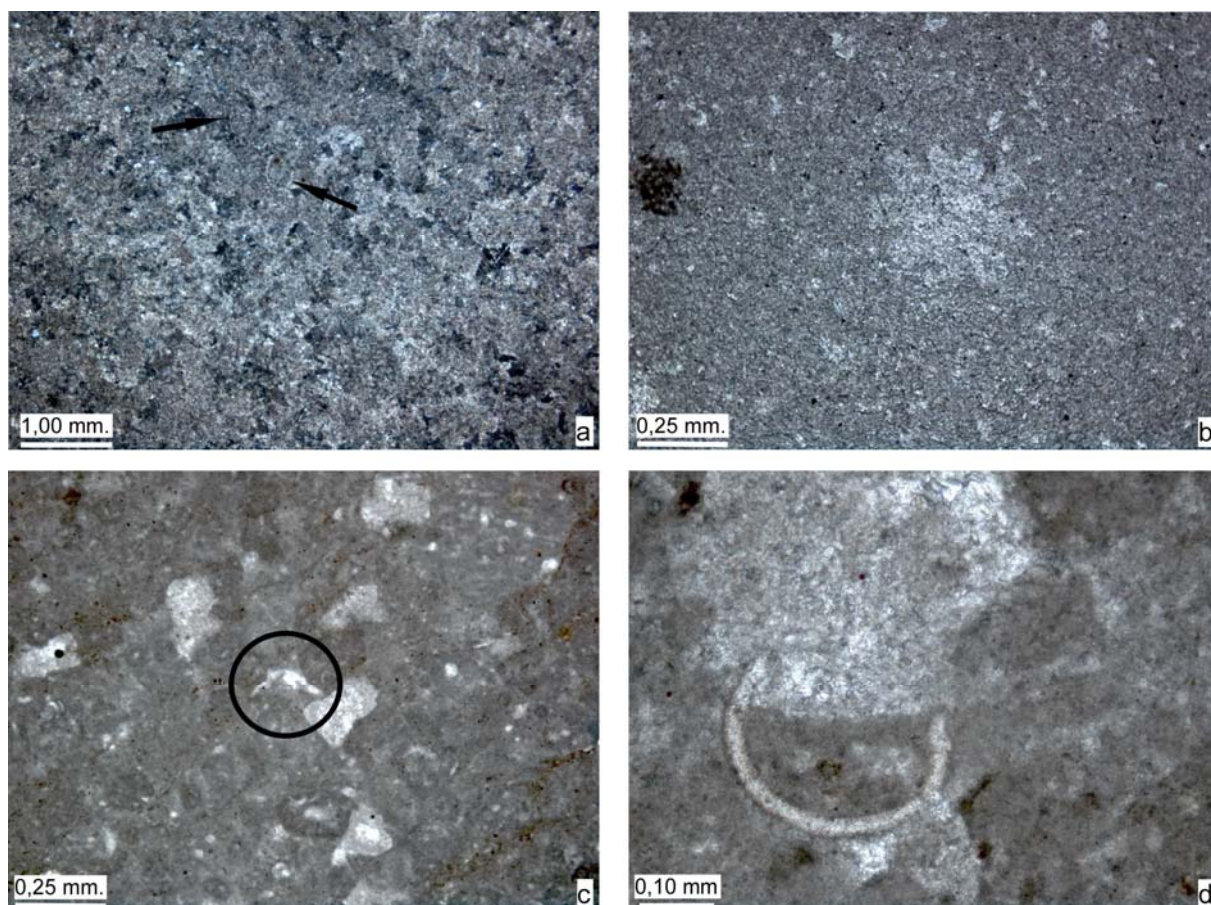


Figura 24. Facies de bioesparita en la Formación Novillo; a: valvas de ostrácodos en matriz fina (muestra Hui 53); b: espina de equinodermo en sección transversal (muestra Hui 44); c: fragmentos de *Saccocoma* sp. flotando en una matriz fina (muestra Hui 34); d: fragmento de molusco indefinido (muestra Hui 33).

#### 5.4.2- Pelsparita/biopelsparita.

En las muestras analizadas de la Formación Novillo la facies de pelsparita es la más común, presentándose en forma constante y repetitiva a lo largo del corte analizado y en aproximadamente el 30% de las muestras. Consiste principalmente de un grainstone peloidal grano soportado con matriz micrítica a esparítica (Figura 25). El tamaño de las partículas es de 0.3 a 0.7 mm. y presentan formas redondeadas a subredondeadas. Bastante común es la presencia de *Favreina* sp., caracterizada por su estructura microperforada tipo criba que se forma por el relleno de canales con calcita. Aunque el principal componente de esta facies son pellets, se

observan en menor proporción fragmentos de algas, conchas de ostrácodos, espículas, así como conchas de foraminíferos bentónicos, principalmente miliólidos. Algunos otros componentes presentes son partículas de cuarzo de tamaño muy fino y forma angulosa, que presentan una mala granoclasificación, así como fragmentos de óxido de hierro en forma esporádica en algunas de las muestras y sólo en una de ellas (muestra Hui 33) se observa una orientación de óxido formando una franja de 3 mm. Muy común en este tipo de facies es la presencia de microestilolitas rellenas de materia orgánica.

### **Interpretación.**

La formación de rocas ricas en pellets corresponde a un tipo de microfacies estándar 16, caracterizado por pellets con tamaño homogéneo comúnmente asociados con ostrácodos y foraminíferos bentónicos que se depositan en ambientes marinos protegidos de zonas tropicales con profundidades subtidales a supratidales, caracterizadas por baja energía generalmente cerca de la línea de costa, como lo indica también la presencia de ostrácodos completos y bien preservados.

La gran abundancia de pellets sugiere condiciones de medio ambiente favorables para el desarrollo de organismos.

La presencia de *Favreina sp.*, indica una probable edad para la Formación Novillo que va del Oxfordiano al Tithoniano, aunque es difícil establecer una edad más precisa con los elementos que se tienen. En el presente trabajo se le asigna una edad del Oxfordiano a la Formación Novillo de acuerdo a la posición estratigráfica que guarda y al criterio utilizado por otros autores (Aguilar Rodríguez, 1984; Camacho Angulo, 1993), quienes encontraron contenido faunístico para basar sus dataciones.



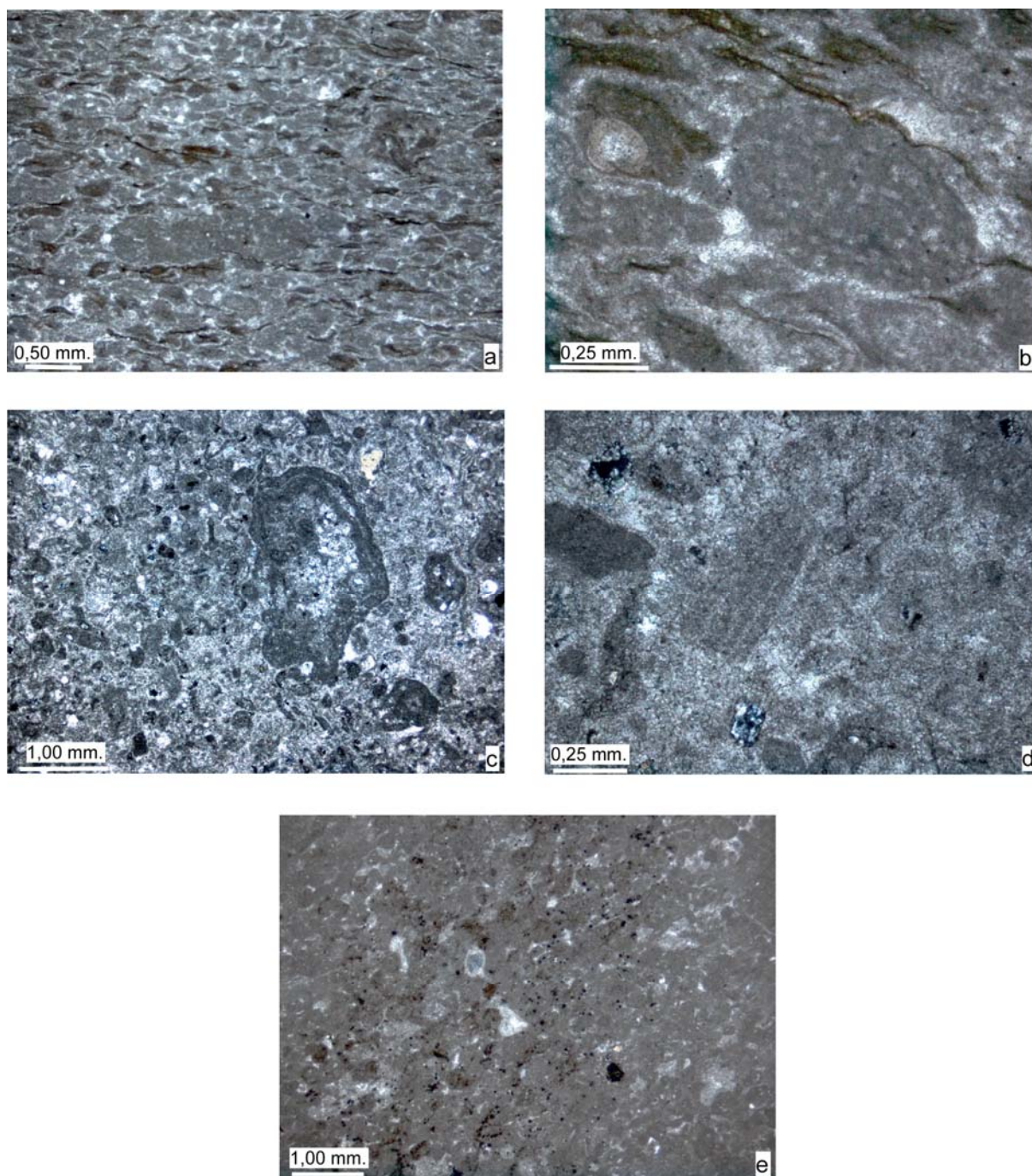


Figura 25. Diversos aspectos de la facies de pelsparita en la Formación Novillo; a: textura de la facies pelítica con escaso contenido de ostrácodos (muestra Hui 31); b: *Favreina sp.* (Hui 31), c: estructuras formadas por carpetas de algas (muestra Hui 62), d: fragmentos de algas calcáreas (muestra Hui 62), e: escasos bioclastos con alta concentración de óxido de hierro (muestra Hui 33).

#### **5.4.3- Esparita/dolomita.**

Esta facies consiste de rocas con matriz micrítica-esparítica y abundante formación de dolomita en la mayoría de las muestras. Esta dolomita se presenta en forma de cristales rombohédricos zonados (Figura 26). De manera frecuente (muestra Hui 54) la formación de los cristales dolomíticos se da a partir de pellets y presentan una recrystalización a cuarzo. Esporádicamente se observan restos de algas, conchas de ostrácodos y espículas. También en forma escasa se ven cristales de cuarzo anguloso de tamaño muy fino. Sólo en las últimas dos muestras de la Formación, el cuarzo presente es anguloso y de mayor tamaño, además de tener pocos feldespatos, glauconita y escasos granos revestidos o “coated grains”.

#### **Interpretación.**

Para la formación de dolomita se requiere una relación de Mg/Ca mayor a 5, así como temperaturas mayores a 30°C (Flügel, 1982; Tucker, 1985).

La dolomitización de las rocas carbonatadas puede ocurrir poco después del depósito de las rocas de manera sinsedimentaria o singenética durante la diagénesis primaria, así como de forma epigenética durante la etapa final de la diagénesis (Tucker, 1985). La dolomita sinsedimentaria se puede identificar por su estrecha relación con indicios de depósito de zonas inter a supratidales como lo son estructuras de ojo de pájaro, estromatolitos y grietas de desecación. La dolomita epigenética por lo general daña considerablemente las estructuras primarias de las rocas, además de presentarse en forma zonada por cambios en la composición química.

Actualmente la formación de dolomita se da principalmente en zonas intertidales a supratidales, donde normalmente existen lentes de aguas meteóricas en intercambio con aguas marinas en zonas de alta evaporación con formación de yeso que permite aumentar considerablemente la relación Mg/Ca (Figura 27). La formación de dolomita en zonas subtidales es relativamente escasa, teniéndose sólo un ejemplo actual en el Golfo de México (Tucker, 1985).

En las muestras analizadas se observan cristales bien definidos de dolomita. Se presentan en forma rombohédrica con una zonación que probablemente se deba



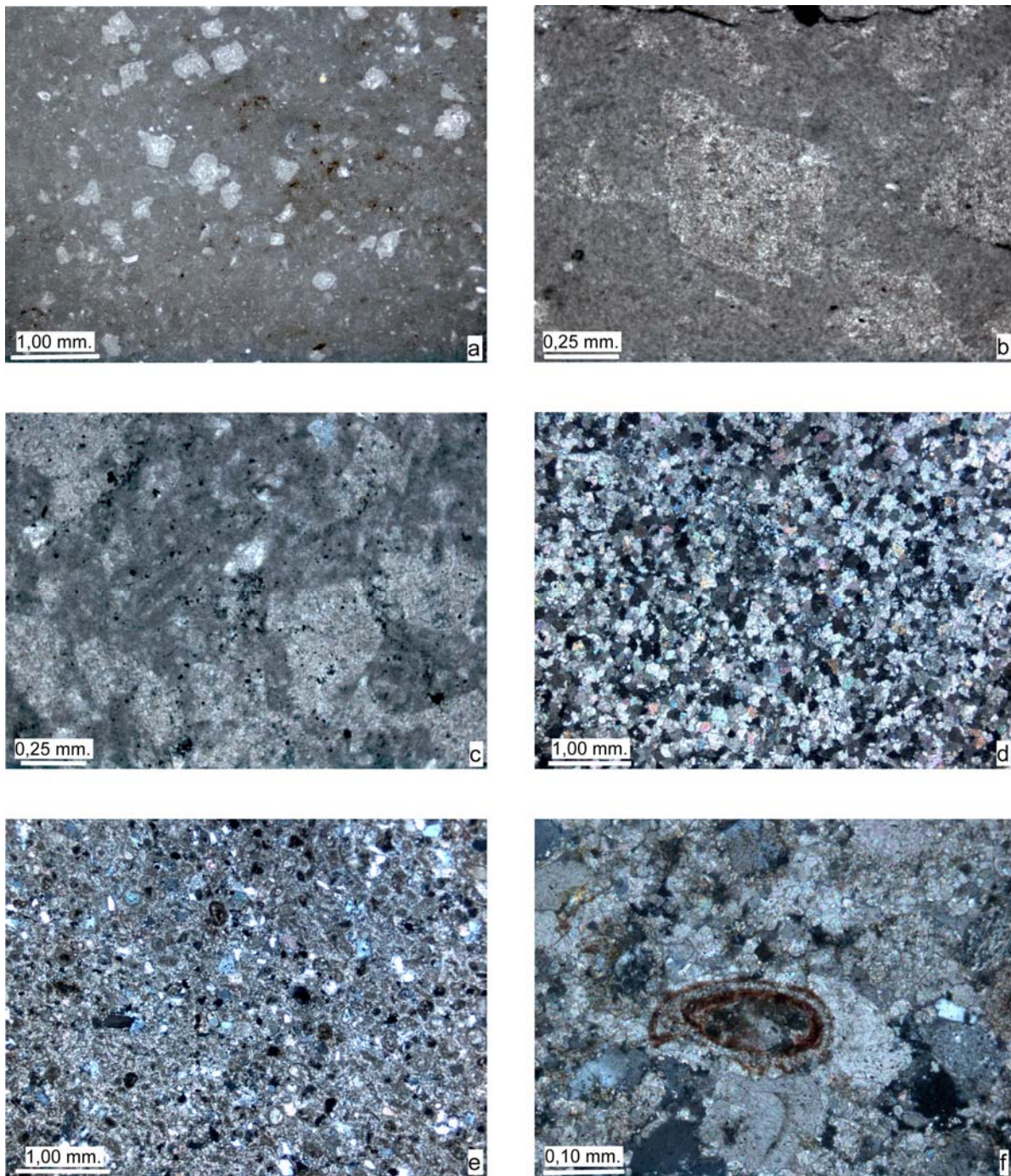


Figura 26. Facies esparítica-dolomítica de la Formación Novillo: a: cristales de dolomita flotando en una matriz fina (muestra Hui 34); b: zonación de un cristal de dolomita (muestra Hui 35); fragmentos de algas calcáreas (muestra Hui 54); d: esparita (muestra Hui 55); e: matriz esparítica con escasos granos revestidos (muestra Hui 64); f: detalle de un grano revestido en la misma muestra anterior.

a cambios en la composición química, como ya se mencionó. En este caso probablemente se trate de dolomita del tipo epigenética.

En el corte analizado la formación de cristales de dolomita se tiene en diversos niveles, siendo un poco más frecuente en la parte baja de la Formación. La presencia de estos niveles bien definidos, asociado con los espesores de los bancos que varían desde 15 hasta 120 cm., podría indicar periodos con fluctuaciones leves en el nivel del agua.

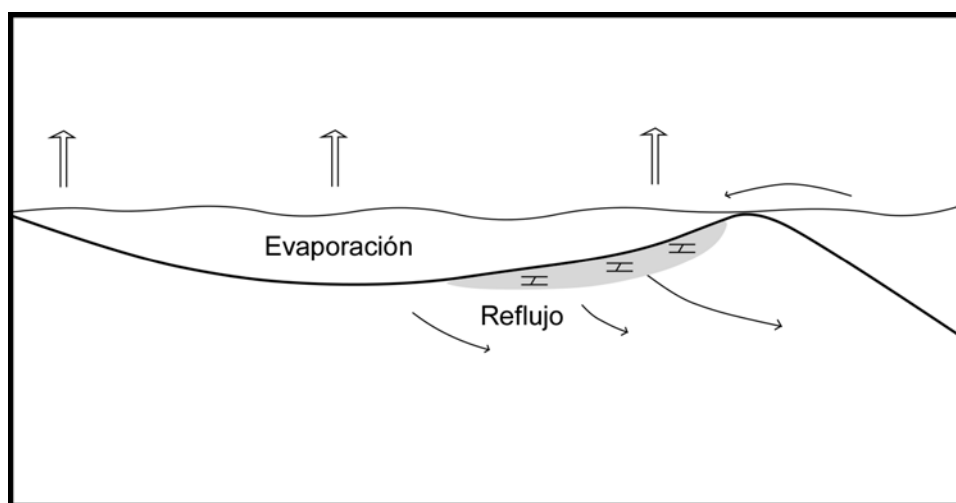


Figura 27. Modelo de reflujo para la Formación de dolomitas en zonas supratidales, (modificado de Tucker, 1985).

### **5.5- Modelo de depósito para la Formación Novillo.**

De acuerdo a los datos obtenidos con el análisis microfacial de las muestras de la Formación Novillo, las rocas se depositaron en una zona relativamente somera cercana a la línea de costa, con profundidades no mayores de 30 a 40 metros (Figura 28). El depósito se llevó a cabo en una zona de facies 8 y 9 propuesta por Wilson (1975), característica de plataforma marina con circulación restringida y zonas de sabkha desarrolladas en un clima árido y evaporativo.

El nivel de depósito fue en profundidades subtidales a inter y supratidales con niveles de energía muy bajos, como lo indica la presencia de valvas unidas.

La diversidad de organismos, así como la abundante cantidad de pellets indica condiciones bien oxigenadas que permitieron el desarrollo de organismos en la zona.

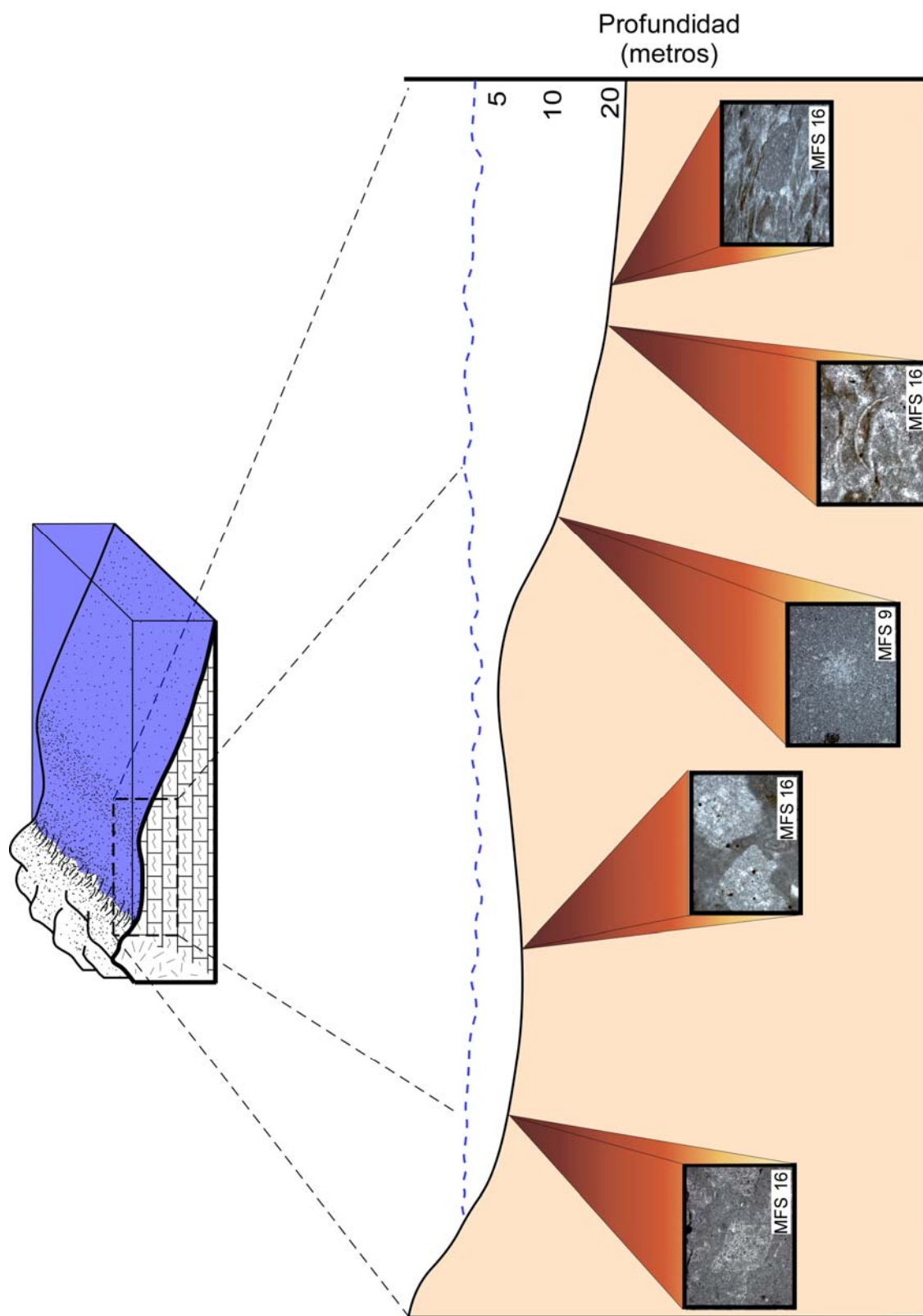


Figura 28. Modelo de depósito con base en las características microfaciales de muestras analizadas de la Formación Novillo



## **Capítulo 6: Formación Olvido.**

### **6.1- Formación Olvido.**

El nombre de Formación Olvido fue propuesto por Heim (1940) para “una secuencia de 50 a 300 m., de capas de caliza y dolomitas con colores de intemperismo amarillo y naranja con intercalaciones de lutita abigarrada y algunas areniscas y con bloques grandes de yeso que se encuentra arriba de la Formación Novillo del Jurásico Superior y debajo de la caliza Tamaulipas del Cretácico Inferior”. Este autor menciona la localidad tipo en el Rancho El Olvido en el lado noreste del Valle de Huizachal, en Ciudad Victoria, Tamaulipas.

De acuerdo a Carrillo Bravo (1961), en esta misma localidad consta de 150 m., de anhidritas, yeso, calizas y lutitas de color rojo claro, verde, amarillo y crema. Este mismo autor menciona una distribución amplia y uniforme para la Formación Olvido en el Anticlinorio de Huizachal-Peregrina aflorando tanto en el Valle de Huizachal como en todos los cañones desde la comunidad El Barretal hasta Ciudad Victoria.

En el subsuelo La Formación Olvido ha sido perforada desde la región de Tampico hasta el área de Soto la Marina, así como en la porción Norte de la Plataforma de Valles-San Luis Potosí (Aguilar Rodríguez; 1984).

Según Carrillo Bravo (1961) la edad de esta Formación por su contenido faunístico es de la parte más alta del Oxfordiano Tardío al Kimmeridgiano Temprano. Por su parte, Aguilar Rodríguez (1984) señala que Imlay en 1953 le asignó una edad del Kimmeridgiano Temprano de acuerdo a su posición estratigráfica y contenido faunístico. Humphrey y Díaz (2003) por su contenido de amonites (*Dichotomosphinctes*) le asignan una edad del Oxfordiano Tardío con posibles facies del Kimmeridgiano Temprano.

En el área de estudio la Formación Olvido (Figuras 29 y 30) consta de 3 miembros bien diferenciados por color y composición. En la base 15 m., de lutitas yesíferas de color rojo intercaladas con lutitas verdes y amarillas, que por su alto contenido de yeso presenta un sistema de fallas conjugadas. La parte media esta formada por 30 m., de calizas dolomíticas de grano fino y color crema, en capas de 10-20 cm., alternando con capas delgadas de lutitas en colores verde, amarillo y rojo. Este miembro intermedio presenta esporádicas capas de yeso que provocan un

contacto ondulado entre las mismas. La parte alta de la Formación consiste de estratos calcáreos potentes de color gris claro y contenido orgánico de conchas gruesas y carpetas de algas. De forma muy escasa se pueden observar algunos lentes de pedernal pequeños. Los espesores de estas capas del miembro superior de la Formación alcanzan los 2 m.

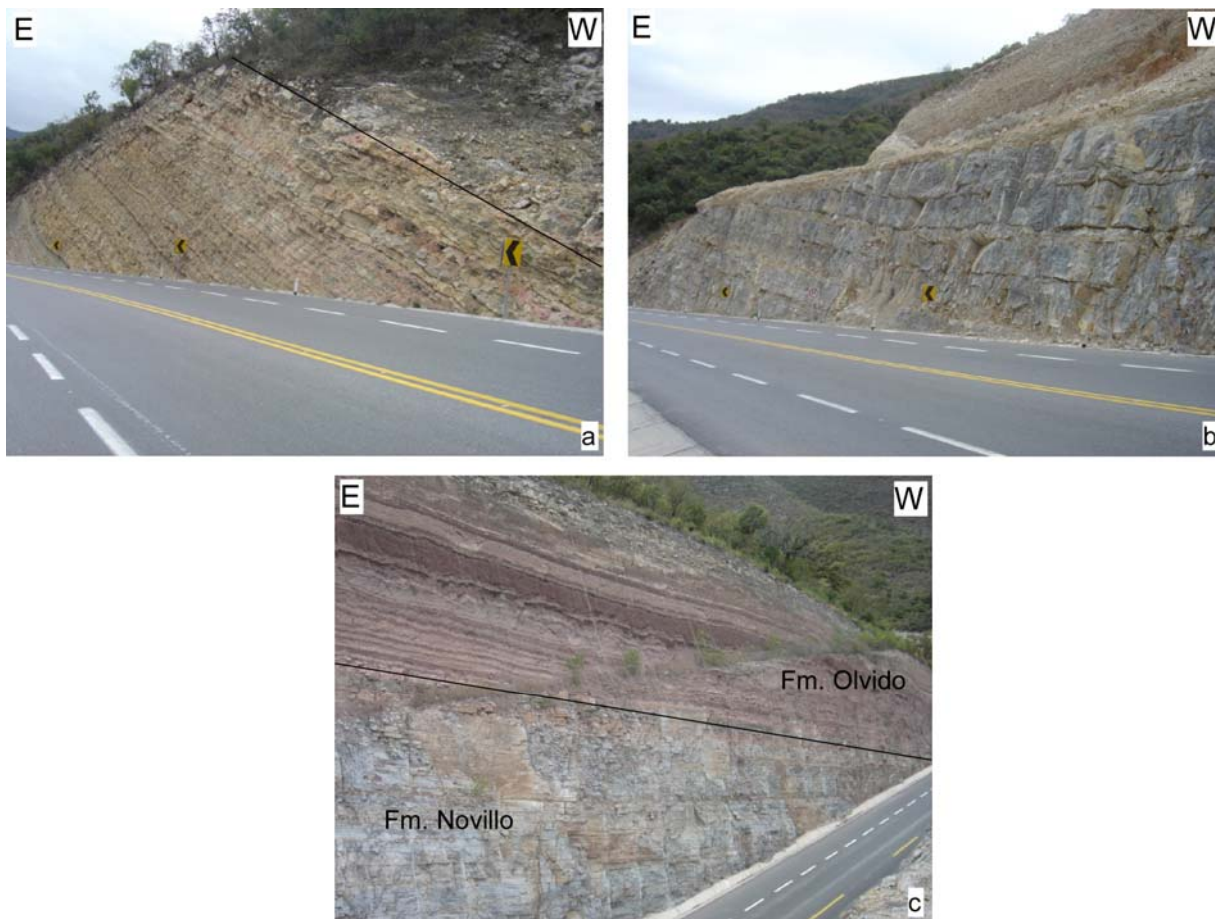


Figura 29. Formación Olvido: superior izquierda (a): miembro medio en su contacto con el miembro superior; superior derecha (b): miembro superior potente de composición calcárea; abajo (c): miembro Inferior en su contacto con la Formación Novillo.

## 6.2- Relaciones estratigráficas.

En afloramientos cercanos a Ciudad Victoria la Formación Olvido sobreyace en forma concordante a la Formación Novillo y es cubierta de igual manera por la Formación La Casita. En el subsuelo de la Cuenca de Burgos cubre a la Formación

Novillo y es sobreyacida por rocas de la Formación Pimienta (Aguilar Rodríguez, 1984).

En el Valle de Huizachal esta Formación cubre en forma transicional a rocas de la Formación Novillo y es cubierta concordantemente por la Formación La Casita.

### **6.3- Descripción de las muestras de la Formación Olvido.**

Para la Formación Olvido se estudiaron un total de 47 muestras. A continuación se realiza la descripción microscópica de las mismas ( Figura 30).

#### **Hui 65.**

Oomicrita/Wackestone de ooides con partículas de forma irregular. El núcleo para la formación de los ooides consiste principalmente de granos de cuarzo, clastos de composición arcillosa, fragmentos de algas calcáreas, así como algunos restos de conchas. Además, contiene una considerable cantidad de partículas de cuarzo normal y policristalino de forma subredondeada.

#### **Hui 66.**

Oomicrita/Wackestone de ooides con partículas de forma irregular. El núcleo para la formación de los ooides consiste principalmente de granos de cuarzo, clastos de composición arcillosa, fragmentos de algas calcáreas, así como algunos restos de conchas. Cuarzo normal y policristalino subredondeado.

#### **Hui 67.**

Micrita/Wackestone con abundantes litoclastos. Predomina cuarzo anguloso a subredondeado de textura ondulosa, con escasos cuarzos policristalinos. Además, contiene escasos clastos de composición arcillosa y forma alargada, así como algunos fragmentos de óxidos de fierro.

#### **Hui 68.**

Intramicrita/Mudstone laminado con clastos de cuarzo onduloso y policristalino de tamaño muy fino. Escasos minerales fibrosos con color de interferencia fuerte.

**Hui 69.**

Esparita/Mudstone laminado con clastos arcillosos que contienen abundante cuarzo anguloso.

**Hui 70.**

Micrita/Mudstone laminado con clastos de cuarzo y escasos fragmentos arcillosos.

**Hui 71.**

Intraesparita/Wackestone laminado con clastos de cuarzo anguloso y escasos fragmentos de algas calcáreas.

**Hui 72.**

Micrita pura y homogénea/Mudstone con muy escasas espículas.

**Hui 73.**

Micrita pura y homogénea/Mudstone con algunas concentraciones de cuarzo de tamaño pequeño.

**Hui 74.**

Micrita/Mudstone con espículas y zonas fuertemente oxidadas.

**Hui 75.**

Micrita pura y homogénea/Mudstone laminado en la base, hacia la parte superior contiene abundantes fragmentos de corales.

**Hui 76.**

Micrita pura y homogénea/Mudstone con escaso cuarzo microcristalino. Muy escasos fragmentos de bivalvos.

**Hui 77.**

Intramicrocrítica/Wackestone con intraclastos arcillosos con tamaños hasta de 4 milímetros. Muy escasos fragmentos de moluscos.

**Hui 78.**

Intramicrocrítica/Wackestone con abundantes clastos de cuarzo ondulado de tamaño muy fino y forma angulosa. Considerable cantidad de materia orgánica y manchas de óxido de color negro intenso orientadas en una franja bien definida.

**Hui 79.**

Microcrítica/Wackestone con escaso cuarzo anguloso y escasos fragmentos de conchas.

**Hui 80.**

Biomicrita/Wackestone con restos de esponjas y corales. Escasos fragmentos de concha delgada.

**Hui 81.**

Biomicrita/Mudstone laminado con escasos fragmentos de bivalvos de concha delgada y restos de esponjas y corales. Contiene partículas microcristalinas de cuarzo anguloso y ondulado. Escasos clastos de composición arcillosa. Abundante materia orgánica.

**Hui 82.**

Microcrítica/Mudstone con fracturas esparitizadas. Se observan concentraciones de cuarzo anguloso microcristalino. Presenta huecos limpios, donde al parecer existió un organismo tipo esponja o coral. Fracturas esparitizadas.

**Hui 83.**

Microcrítica/Mudstone con escasos restos de ostrácodos y cuarzo anguloso. Escasos fragmentos de coral.

**Hui 84.**

Intramicrocrita/Mudstone laminado con contenido esporádico de fósiles, principalmente ostrácodos y espículas de esponjas. Presenta horizontes bien definidos de cuarzo microcristalino, anguloso y orientado.

**Hui 85.**

Biomicrita/Mudstone laminado con abundantes conchas de ostrácodos y fracturas esparitizadas.

**Hui 86.**

Biomicrita/Wackestone bioclástico con restos de braquiópodos y ostrácodos. Se observan formas redondas a subredondas de gran tamaño de origen indefinido.

**Hui 87.**

Micrita/Mudstone laminado con concentraciones bien definidas de zonas esparitizadas. Presenta conchas de ostrácodos. Fracturas rellenas de esparita y poco cuarzo anguloso.

**Hui 88.**

Biomicrita/Mudstone con ostrácodos y fragmentos de braquiópodos.

**Hui 89.**

Micrita/Mudstone. Estructuras subredondeadas con concha delgada y esparitizadas. Presenta líneas estilolíticas bien definidas y fracturas esparitizadas.

**Hui 90.**

Biomicrita/Mudstone laminado con ostrácodos. Abundantes cristales de óxido de hierro.

**Hui 91.**

Biomicrita/Mudstone laminado con escasos ostrácodos, óxido de hierro considerable.

**Hui 92.**

Micrita/Mudstone. Esporádicos restos de conchas, escasos fragmentos de coral, escaso cuarzo anguloso, estilolitas rellenas de materia orgánica.

**Hui 93.**

Micrita/Mudstone con escaso cuarzo y abundantes cristales de óxido de hierro en partículas de tamaño muy fino.

**Hui 94.**

Micrita/Mudstone con escasos ostrácodos y fragmentos de moluscos de concha gruesa. Escaso cuarzo anguloso de tamaño fino.

**Hui 95.**

Micrita/Mudstone laminado con abundante cantidad de fracturas esparitizadas. Cuarzo anguloso.

**Hui 96.**

Micrita pura y homogénea/Mudstone con muy escasos granos de cuarzo.

**Hui 97.**

Micrita/Wackestone con gran cantidad de litoclastos, principalmente de cuarzo fino, además de escasos clastos de composición arcillosa. Zonas con oxidación de tono rojizo. Fracturas esparitizadas.

**Hui 98.**

Pelmicrita/Grainstone peloidal. Partículas subredondeadas, probablemente pellets recrystalizados en esparita. Escasas partículas de cuarzo con textura ondulosa y forma subredondeada.

**Hui 99.**

Pelmicrita/Grainstone peloidal. Aumenta la cantidad de pellets en relación a la muestra anterior. El borde de los pellets es fino. Escaso cuarzo anguloso. Abundante materia orgánica.

**Hui 100.**

Micrita/Mudstone laminado a moteado con escasos fragmentos de ostrácodos y escasos cristales de cuarzo anguloso. La laminación se forma por bandas de óxido de hierro de tono rojizo.

**Hui 101.**

Micrita/Mudstone con fracturas rellenas de esparita y gran cantidad de óxido de hierro muy pequeño. Zonas esparitizadas y gran cantidad de estilolitas.

**Hui 102.**

Pelmicrita/Grainstone peloidal con partículas semiredondas y composición fina. Se observan escasos cristales de cuarzo anguloso.

**Hui 103.**

Biomicrita/Wackestone con escasos fragmentos de moluscos de concha gruesa y abundantes fragmentos de concha delgada.

**Hui 104.**

Micrita pura y homogénea/Mudstone con algunas zonas esparitizadas.

**Hui 105.**

Micrita/Mudstone con escasos ostrácodos. Fracturas esparitizadas de espesor delgado y pocos cuarzos.



**Hui 106.**

Biomicrita/Mudstone con bioclastos y biógenos. Espinas de equinodermos. Restos de conchas de bivalvos delgados. Espículas. Fracturas rellenas de esparita. Zonas esparitizadas. Poco cuarzo de tamaño fino y anguloso.

**Hui 107.**

Biomicrita/Mudstone. Fragmentos de bivalvos de concha delgada. Espículas. Fragmentos de algas. Litoclastos de composición arcillosa con alto contenido de cuarzo.

**Hui 108.**

Intramicrita/Wackestone. Cuarzo onduloso y policristalino de tamaño microscópico. Espículas y conchas delgadas de bivalvos.

**Hui 109.**

Oomicrita/Grainstone ooidal. Los ooides se presentan fuertemente empaquetados con cemento calcáreo ocasionalmente reemplazado por cuarzo. Escasos restos de moluscos de concha gruesa. Fracturas esparitizadas.

**Hui 110.**

Intramicrita/Mudstone. Minerales autógenos que muestran intercrecimiento. Escasas conchas delgadas.

**Hui 111.**

Micrita/Mudstone muy fracturado y esparitizado.

**Hui 112.**

Micrita/Mudstone laminado con cuarzo microcristalino que al parecer reemplazó a minerales carbonatados. Fuerte fracturamiento delgado que muestra desplazamiento. Microestilolitas rellenas de materia orgánica.

**Hui 113.**

Micrita/Mudstone laminado. Cuarzo microcristalino que al parecer reemplazó a minerales carbonatados. Fuerte fracturamiento delgado que muestra desplazamiento. Escasos ostrácodos.

**Hui 114.**

Pelsparita/Grainstone de pellets y biógenos. Conchas de ostrácodos, moluscos de concha gruesa, restos de algas calcáreas, *Favreina sp.*



#### **6.4- Tipos de facies de la Formación Olvido.**

En este subcapítulo se describen los diferentes tipos de facies encontrados en la Formación Olvido y se interpreta cada una de ellas.

##### **6.4.1- Bioesparita.**

Dentro de la Formación Olvido la facies de bioesparita (Figura 31) consiste principalmente de mudstones y wackestones con bioclastos de varios tipos de organismos, principalmente briozoarios, corales, fragmentos de moluscos y braquiópodos, algas calcáreas, conchas de ostrácodos, fragmentos de equinodermos.

El contenido de cuarzo en las muestras de esta facies es generalmente bajo, siendo más común en las que tienen grano más fino y menor cantidad de bioclastos. En algunas de las muestras se tienen horizontes bien definidos de cuarzo anguloso orientado. Estas muestras de grano fino tienen una considerable cantidad de óxido de hierro, que por su tamaño fino es difícil de determinar, pero en algunas parece ser pirita.

Al respecto de la cantidad de organismos, varía considerablemente de una muestra a la siguiente, pasando de un contenido esporádico a uno con organismos abundantes, siendo esto mejor apreciado en las muestras con restos de bioclastos de menor tamaño como en el intervalo de la muestra 84 a la 85. En ocasiones se presentan líneas estilolíticas bien definidas rellenas de materia orgánica, así como fracturas rellenas de esparita, que en ocasiones está parcialmente reemplazada por cuarzo.

#### **Interpretación.**

Por el contenido de organismos que se observa, las rocas de esta facies se pueden ubicar en una zona de depósito de plataforma con circulación restringida (Zona de facies 7 de Wilson, 1975).

La asociación de organismos de diversas especies, así como su estado de preservación indica el depósito en una zona caracterizada por periodos de alta energía combinada con periodos de baja energía, como así lo indica la presencia de

restos de organismos de concha gruesa mezclados con biógenos de concha delgada que muestran un estado de preservación excelente.

Por el tipo y cantidad de organismos presentes se puede estimar una profundidad de depósito de aproximadamente 20 metros.

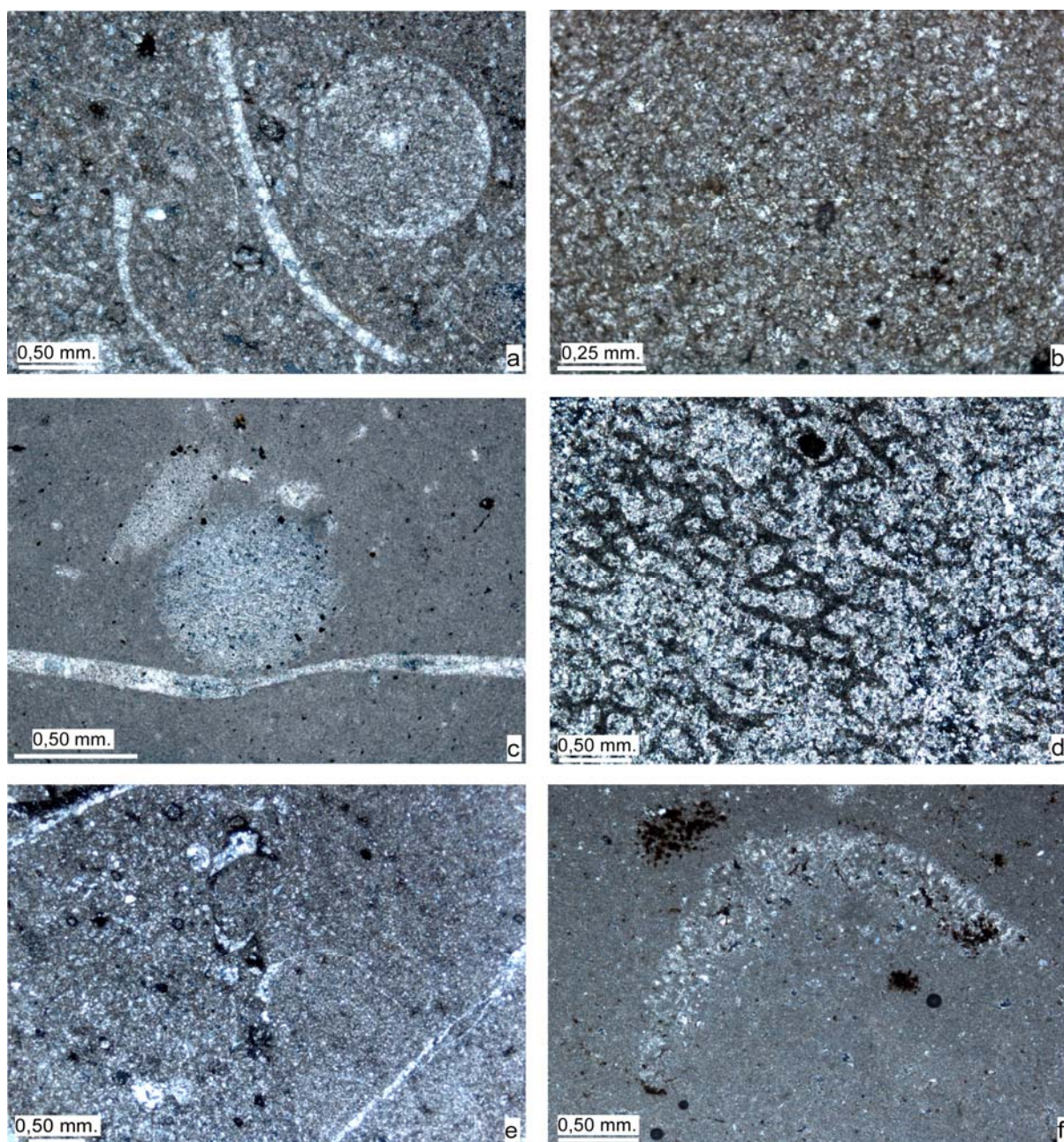


Figura 31. Bioesparitas de la Formación Olvido: a: fragmentos de moluscos (muestra Hui 86); b: mudstone con ostrácodos y espículas (muestra Hui 85); c: espina de equinodermo (muestra Hui 106); d: algas coralinas (muestra Hui 80); e: fragmentos de espículas (muestra Hui 86); f: molusco indefinido (muestra Hui 107).



#### **6.4.2- Pelsparita.**

Esta facies consiste de un wackestone peloidal compuesto principalmente por pellets de color oscuro con tamaños que varían de 0.2 a 0.3 mm. Esta facies se presenta sólo en un intervalo de un metro en el corte analizado, cerca del contacto entre los miembros medio y superior de la Formación, donde se encuentran soportados por lodo y aumentan considerablemente de una muestra a la siguiente (Figura 32). En una muestra ubicada pocos metros arriba de las anteriores se presentan de nuevo, pero asociados a una gran cantidad de organismos como conchas de ostrácodos, fragmentos de moluscos de concha gruesa y restos de algas calcáreas, así como *Favreina sp.*

La forma de las partículas de esta facies es de subredondeada a redondeada, carentes de estructuras internas y con un buen sorteo de las partículas. De forma frecuente los “pellets” se encuentran completamente esparitizados con una delgada zona externa de micrita.

En la última muestra de la Formación (Hui 114), los pellets están compuestos principalmente de micrita con algunos pocos que presentan recristalización. En esta muestra es donde se observan otro tipo de componentes, principalmente los restos de bioclastos anteriormente mencionados, así como litoclastos de cuarzo anguloso y de tamaño pequeño.

#### **Interpretación.**

Algunas de las características que presentan las partículas analizadas en las muestras, sobre todo la forma redondeada a subredondeada, el tamaño, la apariencia homogénea, el color oscuro, la ausencia de estructuras internas, así como el buen sorteo, permiten interpretar un origen fecal para los “pellets” de esta facies, de acuerdo a las condiciones observadas por Flügel (2004).

La abundancia de las partículas que aumenta hacia la parte alta del corte, así como la presencia de otros tipos de organismos (ostrácodos, moluscos, etc.) indica condiciones favorables para el desarrollo de organismos, probablemente en un ambiente subtidal a intertidal dentro de una zona de plataforma somera con agua cálida y circulación restringida.

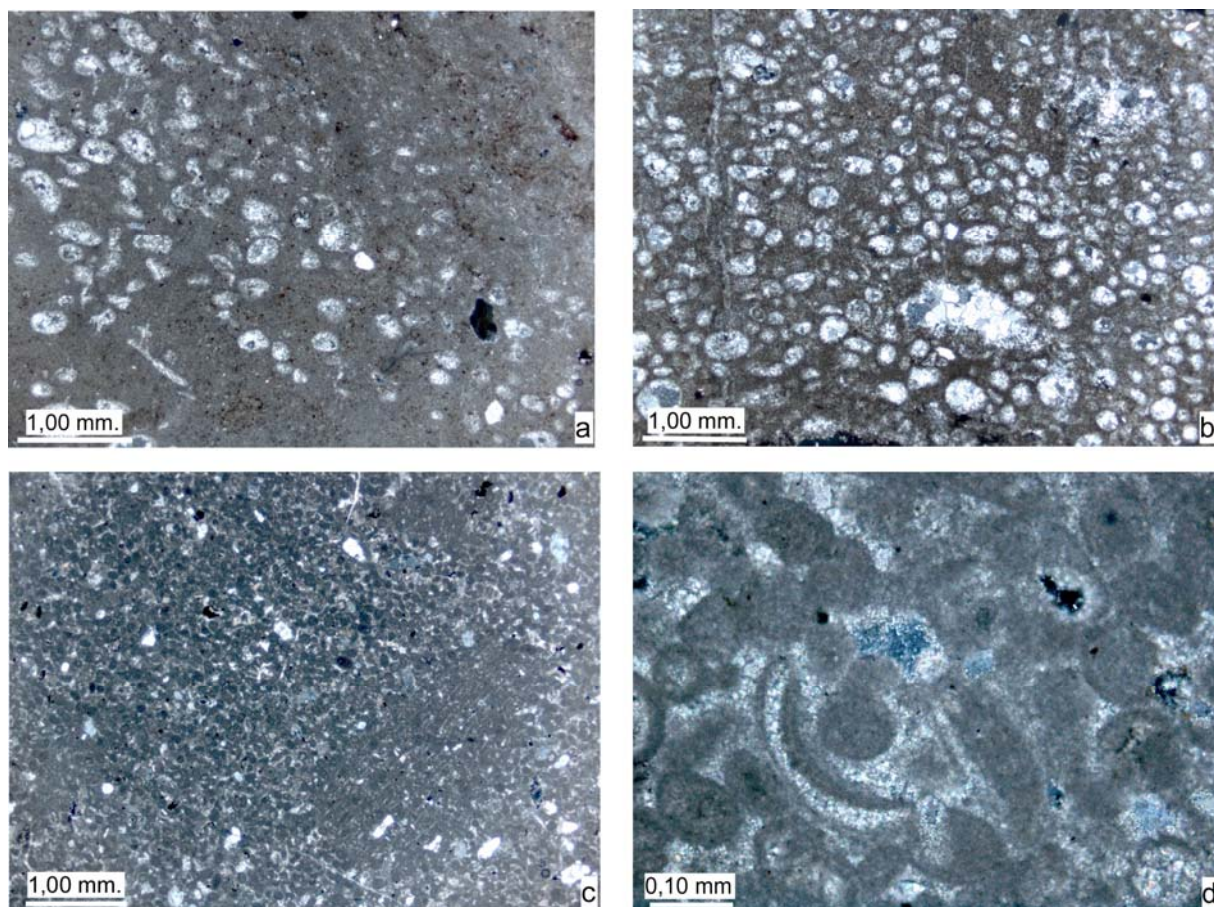


Figura 32. Diversos aspectos de la facies de pelmicritas de la Formación Olvido: a: muestra Hui 98; b: muestra Hui 99; c: muestra Hui 114; d: muestra Hui 114. Nótese el aumento en la abundancia de partículas de la muestra Hui 98 a Hui 99, así como la presencia de bioclastos y litoclastos de cuarzo en la muestra Hui 114.

#### **6.4.3- Oomicrita.**

La facies de oomicrita se presenta en el primer metro del miembro basal de la Formación Olvido y en una muestra ubicada en la parte alta del miembro superior calcáreo. En la parte basal del corte consiste de un grainstone ooidal fuertemente empaquetado (Figura 33), donde las partículas revestidas presentan formas irregulares destacando el crecimiento a partir de núcleos alargados. La muestra del miembro superior presenta una mayor cantidad de ooides en relación a las muestras de la base y en este caso la forma de las partículas es de esférica a ligeramente ovalada, con dimensiones predominantes de 0,10 a 0,25 mm. Los ooides se observan como granos individuales sin intercrecimiento entre ellos y por lo general son partículas completas, lo que indica ausencia de transporte considerable. El



crecimiento de las capas es en forma tangencial e inhomogénea. El núcleo que presentan sólo se puede apreciar en algunos granos como de composición calcárea y otros de ellos son fragmentos de conchas. El cemento entre los granos es de composición calcárea y en ocasiones está siendo reemplazado por cuarzo. En las muestras de la parte basal se observa considerable cantidad de cuarzo mono y policristalino.

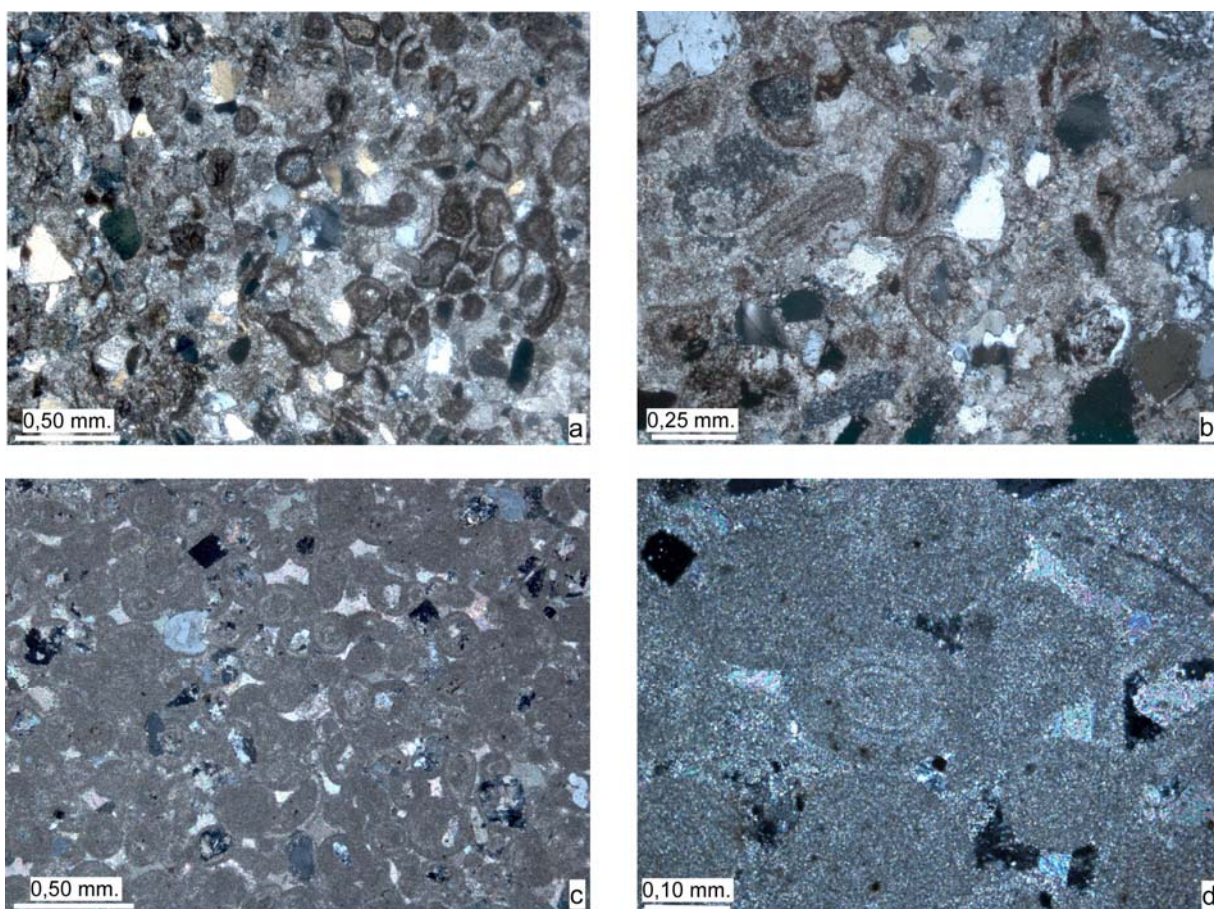


Figura 33. Facies oolítica de la Formación Olvido. Obsérvese la diferencia en la forma de las partículas y en la cantidad de cuarzo de las muestras Hui 65 y Hui 66 a la muestra Hui 109. a: muestra Hui 65, b: muestra Hui 66, c y d: muestra Hui 109.

### **Interpretación.**

Las rocas oolíticas con un sorteo pobre y formas irregulares con crecimiento a partir de núcleos alargados como las que se tienen en la base de la Formación son características de condiciones de baja energía en zona transicional marina a no marina (Carozzi 1957; en Flügel, 2004).



De acuerdo a este mismo autor las rocas con oolitas esféricas y capas tangenciales se forman en zonas marinas someras, bajo condiciones climáticas cálidas y alta energía conocidas como barras oolíticas, como lo indica también la relación de la corteza con el diámetro total de las partículas. El buen sorteo y la cantidad de las partículas indica un ambiente de depósito en zona subtidal a intertidal (Fabricius; 1967).

Las características que presentan las muestras analizadas indican un ambiente de depósito en una zona somera con circulación restringida combinada con zonas de alta energía en barras oolíticas o barras de marea.

#### **6.4.4- Micrita.**

Esta facies se presenta de forma común en la Formación Olvido. Microscópicamente se caracteriza por presentar una matriz microcristalina (Figura 34), en ocasiones levemente reemplazada por microesparita, así como por la ausencia de organismos, con excepción de restos de algas en algunas de la muestras.

En esta facies se incluyen las rocas que presentan litoclastos, que comúnmente son fragmentos de cuarzo anguloso con un tamaño promedio de 0.1 mm., que generan laminación muy fina en algunas de las muestras. En sólo una de las muestras se pueden observar extraclastos arcillosos de color café claro y tamaño de 4 mm (Figura 34a).

Algo sobresaliente en esta facies es la formación de minerales autógenos. Son cristales que alcanzan dimensiones de hasta 4 mm. Al parecer fueron feldespatos que han sido reemplazados por calcita.

Las rocas de esta facies presentan un fuerte fracturamiento, que siempre está relleno de esparita y en ocasiones muestra desplazamiento (Figura 34e)

#### **Interpretación.**

Micrita pura y homogénea como la que se observa en la mayoría de las muestras de esta Formación se puede formar tanto en ambientes pelágicos como en lagunas restringidas.

La presencia de extraclastos arcillosos puede indicar un sistema de drenaje por ríos en una región costera.

La ausencia de fauna pelágica, así como la formación de minerales autógenos, los cuales son característicos de zonas afectadas por aguas salinas a hipersalinas, indican un ambiente de depósito en una zona de lagunas de marea hipersalinas.

#### **6.5- Modelo de depósito para la Formación Olvido.**

La litología y el contenido faunístico de la Formación Olvido indican un ambiente de depósito en lagunas restringidas de aguas someras, en un ambiente subtidal a intertidal y supratidal, dentro de una zona de plataforma somera con circulación restringida como lo evidencia la formación de oolitas de formas irregulares y el depósito de láminas de evaporita en la base de la Formación. Esta zona muy probablemente estuvo combinada con una zona de alta energía en barras oolíticas (Figura 35).

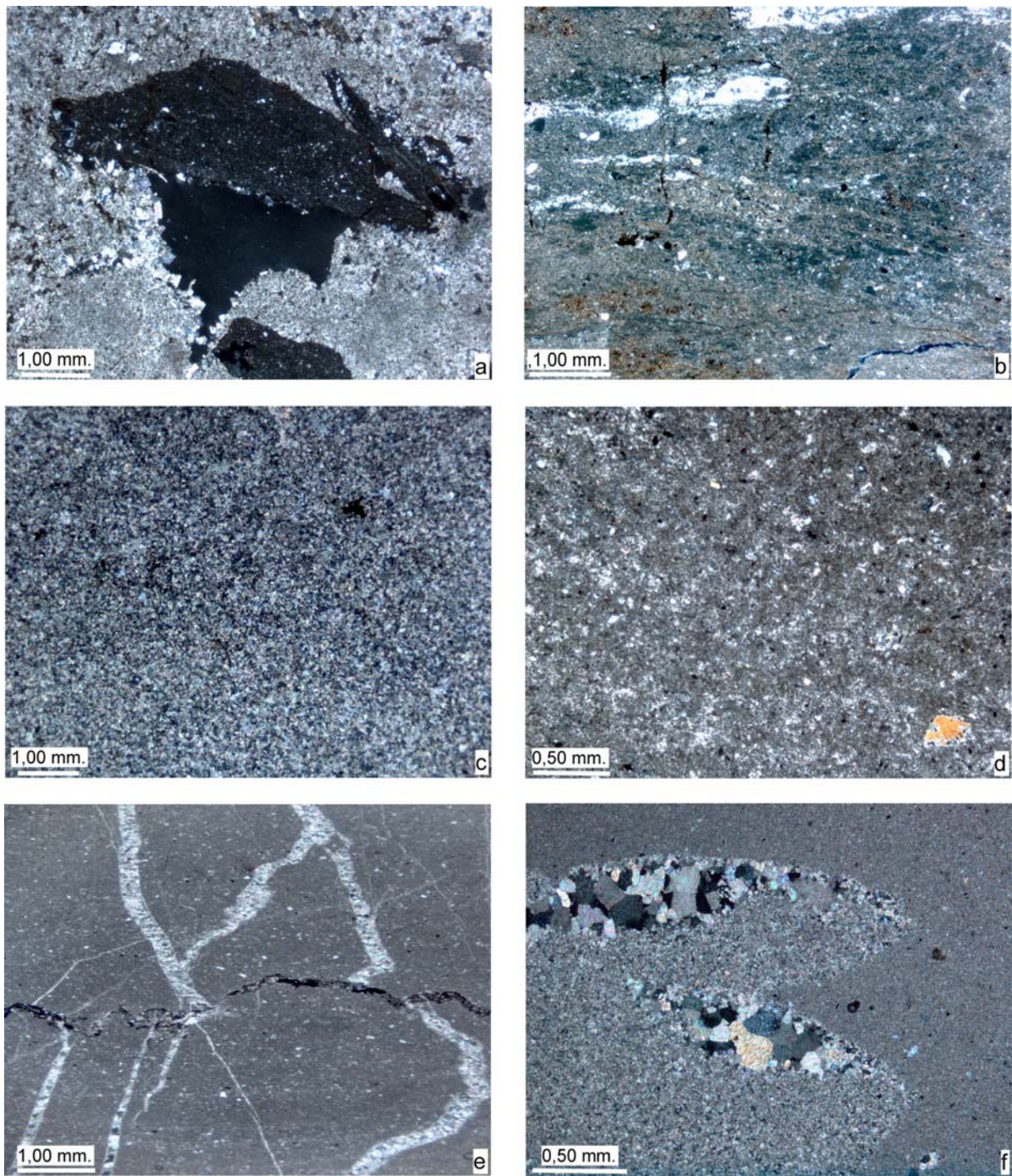


Figura 34. Micritas de la Formación Olvido: a: clasto de composición arcillosa en matriz fina (muestra Hui 77); b: zonas fuertemente oxidadas con escaso cuarzo (muestra Hui 74); c: micrita pura y homogénea (muestra Hui 76); d: en ocasiones aumenta la cantidad de cuarzo en un intervalo mínimo (muestra Hui 81); e: fuerte fracturamiento con desplazamiento (muestra Hui 112); f: feldespatos autógenos (muestra Hui 110).



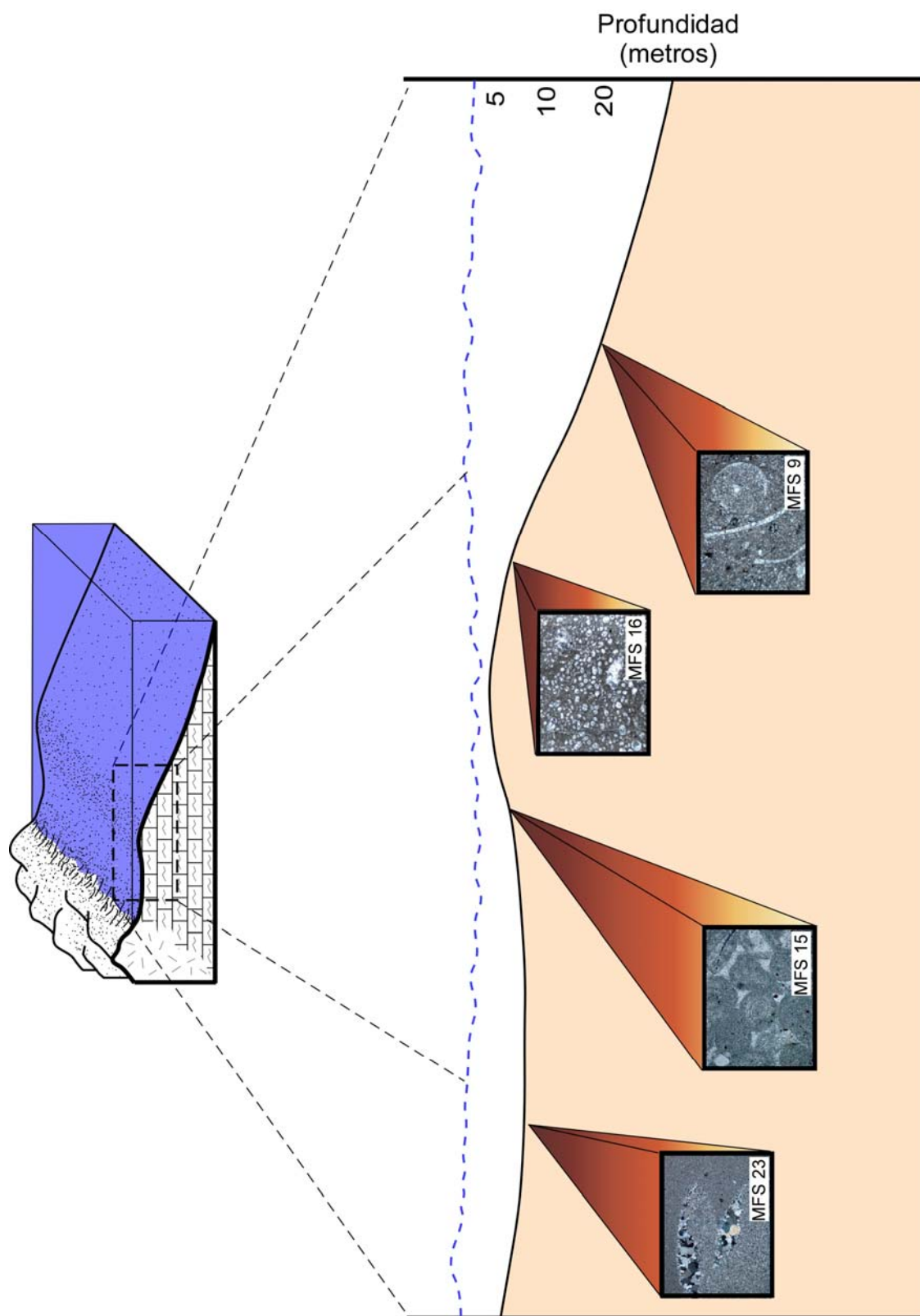


Figura 35. Modelo de depósito con base en las características microfaciales de muestras analizadas de la Formación Olvido

## **Capítulo 7: Formación La Casita.**

### **7.1- Formación La Casita.**

Esta Formación fue definida por Imlay (1936) como “una secuencia delgada de lutitas y areniscas intercaladas con calizas de color gris oscuro aflorando entre la Formación La Gloria abajo y la Formación Taraises arriba”. La localidad tipo se encuentra en el Cañon de la Casita a 16 km. al sur de General Cepeda en el estado de Coahuila.

En su localidad tipo esta Formación tiene 61 m de espesor y consta en su base de 55 m de lutitas carbonosas de color gris oscuro a negro interestratificadas con algunas capas de caliza de color amarillento y capas delgadas de calcarenitas de grano fino. La parte superior consiste de 6 m de capas laminares de areniscas de color gris amarillento.

Por su gran contenido orgánico, principalmente de amonites y microorganismos, algunos autores (Blauser y Mc Nulty, 1980; Blauser, 1981) asignan una edad del Kimmeridgiano al límite Tithoniano-Berriasiano para la Formación La Casita. Michalzik (1988) asigna una edad Kimmeridgiano Inferior para la parte basal de la Formación con base en su contenido de *Ataxioceras sp.*, *Torquasphinctes sp.* y de *Idoceras sp.*, el techo lo ubica en el límite Tithoniano-Berriasiano por la ocurrencia de *Spiticeras sp.*, y *Berriasiella sp.*

Schumann (1988) reporta una gran cantidad de macrofauna de invertebrados y vertebrados en diversos cortes de la Formación La Casita estudiados en la Sierra Madre Oriental. Entre otros se identificaron amonites, belemnites, peces (*Gyrodus sp.*) y reptiles como ictiosaurios y cocodrilos. Una de los amonites de mayor tamaño encontradas en la Formación La Casita en la parte noreste de México tiene un diámetro de 45 cm., y fue localizada en el área de Rayones, Nuevo León.

Barboza Gudiño *et al.* (2004) mencionan que Verma y Westerman en 1973 encontraron fauna del Tithoniano con algunos especímenes del Kimmeridgiano en la Sierra de Catorce en San Luis Potosí, en un estudio realizado en la Formación La Caja, que es correlacionable con la Formación La Casita del noreste de México.

Restos de un reptil marino encontrados en rocas de la Formación La Casita en Aramberri, Nuevo León, por Mario Mansilla de la Facultad de Ciencias de la

Tierra, el verano de 1985, han sido recientemente interpretados por especialistas de la Universidad de Karlsruhe, en Alemania, como partes del pliosaurio más grande encontrado a nivel mundial, aunque el género y la especie aún son desconocidos (Stinnesbeck W., comunicación personal).

En el corte analizado para el presente trabajo, la Formación La Casita (Figura 36) está dividida en 3 miembros bien diferenciados en composición. El espesor total de la secuencia es de 40 metros e inicia en su base con un miembro de areniscas de grano medio a areniscas conglomeráticas con un espesor total de 2 m., en capas de 20 a 30 cm., con estratificación cruzada y cíclica y con contenido de macrofauna, principalmente gasterópodos (Figura 37).



Figura 36. Afloramiento de la Formación La Casita en el Valle de Huizachal. La parte inferior muestra el miembro calcáreo en su transición en la parte alta del miembro arcilloso.

El miembro intermedio es de composición calcoarcillosa con estratos de color gris oscuro y espesores de 20 a 30 cm, con contenido esporádico de pedernal. El miembro superior se vuelve más arcilloso y el espesor de las capas adelgaza hasta 10-15 cm., con colores gris y café ocre. En estos estratos arcillosos se puede encontrar la mayor cantidad de fauna a nivel macroscópico en toda la Formación. Entre los organismos más frecuentes se encuentran cefalópodos, principalmente amonites completos y fragmentos de ellos, así como belemnites, además de

gasterópodos, braquiópodos y pelecípodos. En la parte alta de la Formación se encontró la parte terminal de un diente de reptil de tan sólo un centímetro de largo por 0,5 centímetro de diámetro, con el cual es imposible realizar una determinación específica, aunque se reconoció como de un reptil marino.

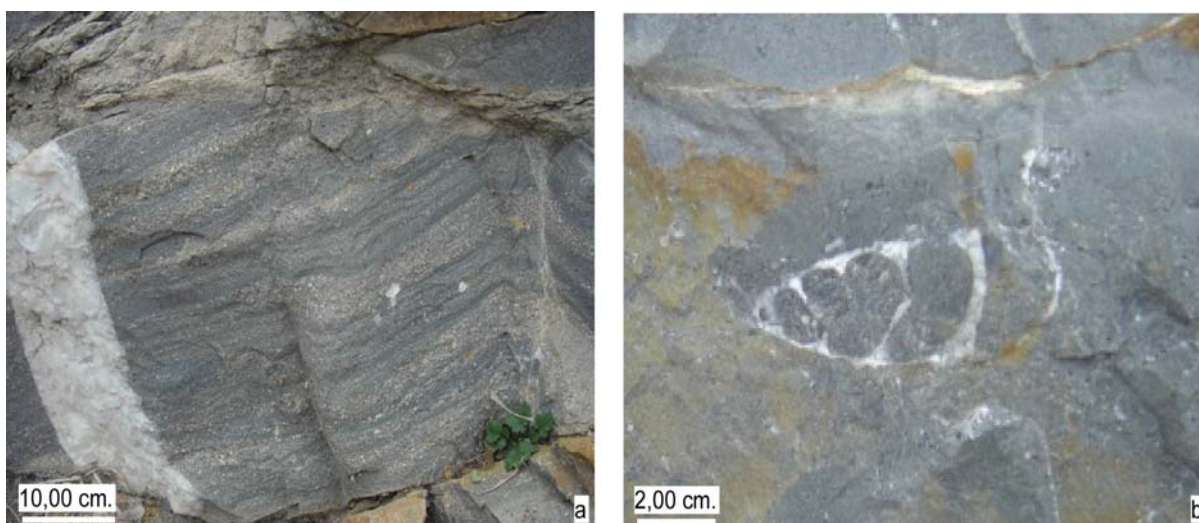


Figura 37: izquierdo (a): estrato arenoso del miembro basal de la Formación La Casita; derecho (b): corte longitudinal de gasterópodo en el mismo miembro basal.

## **7.2- Relaciones estratigráficas.**

En afloramientos de la Plataforma Valles-San Luis Potosí se ha encontrado la Formación la Casita cubriendo discordantemente a capas rojas del Jurásico y a la Formación Olvido (Aguilar Rodríguez, 1984). En la región de Galeana, Michalzik (1988) la ubica en forma concordante sobre la Formación Zuloaga y subyaciendo a la Formación Taraises.

En el Valle de Huizachal esta Formación descansa sobre el miembro calcáreo masivo de la Formación Olvido, pudiendo ser fácilmente diferenciable por un cambio fuerte en espesores, así como por el cambio en composición, de calizas gris claro a areniscas y areniscas conglomeráticas. En la cima, esta Formación pasa de manera transicional a la Formación Taraises de la base del Cretácico.

### **7.3- Descripción de las muestras de la Formación La Casita.**

Para el estudio microfacial de la Formación La Casita se analizaron un total de 31 muestras. La descripción microscópica es la siguiente (Figura 38).

#### **Hui 128.**

Arenisca de grano medio. Consiste principalmente de cuarzo anguloso a subredondeado muy fracturado y con extinción ondulosa. Se observan algunos clastos subredondeados de composición arcillosa, así como algunos de composición ígnea. En este nivel se encontraron los restos del gasterópodo de la figura 37. El contacto entre las partículas es suturado.

#### **Hui 129.**

Arenisca de grano fino con gran cantidad de fragmentos de moluscos de concha gruesa y con contenido de cuarzo anguloso.

#### **Hui 130.**

Arenisca de grano fino con bioclastos, principalmente de moluscos de concha gruesa.

#### **Hui 131.**

Biomicrita/Wackestone de gasterópodos. Contiene gran cantidad de fragmentos de moluscos de concha gruesa, algas calcáreas, escasos pellets, braquiópodos. La parte basal de esta muestra consiste de limolita, se identificó, además, *Favreina* sp.

#### **Hui 132.**

Biomicrita a bioesparita/Mudstone con escasos restos de braquiópodos, pelecípodos y espículas.

#### **Hui 133.**

Biomicrita/Mudstone con escasos fragmentos de moluscos y espículas.



**Hui 134.**

Biomicrita/Wackestone de bioclastos y biógenos. Braquiópodos, gasterópodos grandes, algas, espículas.

**Hui 135.**

Biomicrita/Mudstone con bioclastos. Espículas, fragmentos de braquiópodos, pelecípodos, restos de gasterópodos oxidados, escasos radiolarios.

**Hui 136.**

Biomicrita/Wackestone bioclástico. Gasterópodos con concha esparitizada y relleno de micrita. Considerable cantidad de fragmentos de concha gruesa, braquiópodos, esponjas, espículas, escasos radiolarios. El relleno de los gasterópodos tiene un alto contenido de fragmentos de conchas y algas calcáreas.

**Hui 137.**

Bioesparita/Wackestone de biógenos y bioclastos. Gasterópodos en más cantidad que en la muestra anterior, braquiópodos bien preservados, algunos del tipo pseudopuntuados, radiolarios, algas calcáreas, pelecípodos y espículas.

**Hui 138.**

Biomicrita/Mudstone. Braquiópodos, espículas, calpionélidos, restos de esponjas, conchas de foraminíferos, calciesferas rellenas de partículas de fierro. Cuarzo anguloso muy escaso, fracturas rellenas de esparita.

**Hui 139.**

Biomicrita/Mudstone laminado. Escasos radiolarios y braquiópodos de concha gruesa ornamentada, disminuye considerablemente el contenido orgánico en relación a la muestra anterior.

**Hui 140.**

Biomicrita/Mudstone con escasos restos de braquiópodos de concha gruesa, fragmentos de pelecípodos, Aff. *Aptichus sp.*

**Hui141.**

Biomicrita/Mudstone pelágico con radiolarios como componente principal y escasos fragmentos de braquiópodos

**Hui 142.**

Biomicrita/Wackestone bioturbado con ostrácodos, restos de algas y escasos fragmentos de moluscos, Aff. *Sacoccoma sp.*

**Hui 143.**

Biomicrita/Wackestone de bioclastos. Fragmentos de braquiópodos de concha delgada, restos de algas calcáreas, calpionélidos. espinas de equinodermos, espículas, fuerte fracturamiento, escasos cuarzos pequeños y subredondeados.

**Hui 144.**

Biomicrita/Mudstone de bioclastos. Fragmentos de braquiópodos de concha delgada, restos de algas calcáreas, espículas, bivalvos de forma rara y concha radial, óxido de hierro reemplazando a la esparita en algunas conchas gruesas.

**Hui 145.**

Biomicrita/Wackestone de bioclastos. Calciesferas, restos de braquiópodos de concha delgada, algas calcáreas, gasterópodos, calpionélidos (*Crassicolaria brevis*), considerable óxido de hierro.

**Hui 146.**

Micrita/Mudstone con radiolarios de apariencia ovoide, fragmentos de braquiópodos delgados, considerable cantidad de óxido de hierro, fuertemente bioturbado.

**Hui 147.**

Biomicrita/Wackestone de bioclastos con fragmentos de conchas, restos de braquiópodos perforados, pelecípodos, óxido de fierro de tono oscuro y forma hexagonal.

**Hui 148.**

Biomicrita/Wackestone de bioclastos con fragmentos de concha delgada orientadas, bivalvo indeterminable, concentración de radiolarios con forma ovoide en la parte alta de la sección, braquiópodos perforados.

**Hui149.**

Biomicrita/Mudstone con braquiópodos bien ornamentados, escasos radiolarios, abundante óxido de fierro hexagonal y oscuro.

**Hui 150.**

Micrita/Wackestone de bioclastos con abundantes pelecípodos de concha delgada, espículas, escasos restos de algas, estructuras similares a conchas de ostrácodos, óxido de fierro.

**Hui 151.**

Micrita/Mudstone con escasos fragmentos de conchas.

**Hui 152.**

Micrita/Mudstone con fragmentos de concha delgada, óxido de fierro.

**Hui 153.**

Micrita/Mudstone con escasos fragmentos de conchas delgadas.

**Hui 154.**

Biomicrita/Wackestone de radiolarios y bioclastos, abundantes radiolarios, espículas, fragmentos de braquiópodos grandes, pelecípodos de concha delgada, ostrácodos.

**Hui 155.**

Biomicrita/Wackestone de bioclastos. Espículas, conchas delgadas, braquiópodos, escasos radiolarios y calpionélidos (*Crassicolaria intermedia*), calciesferas, óxido de hierro.

**Hui 156.**

Biomicrita/Packstone de gasterópodos. Gran cantidad de gasterópodos, rellenos con masa fina compuesta de radiolarios, espículas, corales, briozoarios, ostrácodos, pelecípodos y foraminíferos.

**Hui 157.**

Biomicrita/Wackestone de radiolarios. Abundantes radiolarios y escasos fragmentos de braquiópodos, escasos ostrácodos.

**Hui 158.**

Biomicrita/Wackestone de gasterópodos. Gasterópodos en abundante cantidad en los cuales las cámaras están rellenas de sedimento fino con radiolarios y fragmentos de gasterópodos. La matriz presenta escasa fauna compuesta principalmente de algas calcáreas y fragmentos de braquiópodos.

**Hui 159.**

Biomicrita/Wackestone con bioclastos. Espículas, algas calcáreas, pelecípodos, radiolarios, fragmentos de belemnites, abundante materia orgánica.

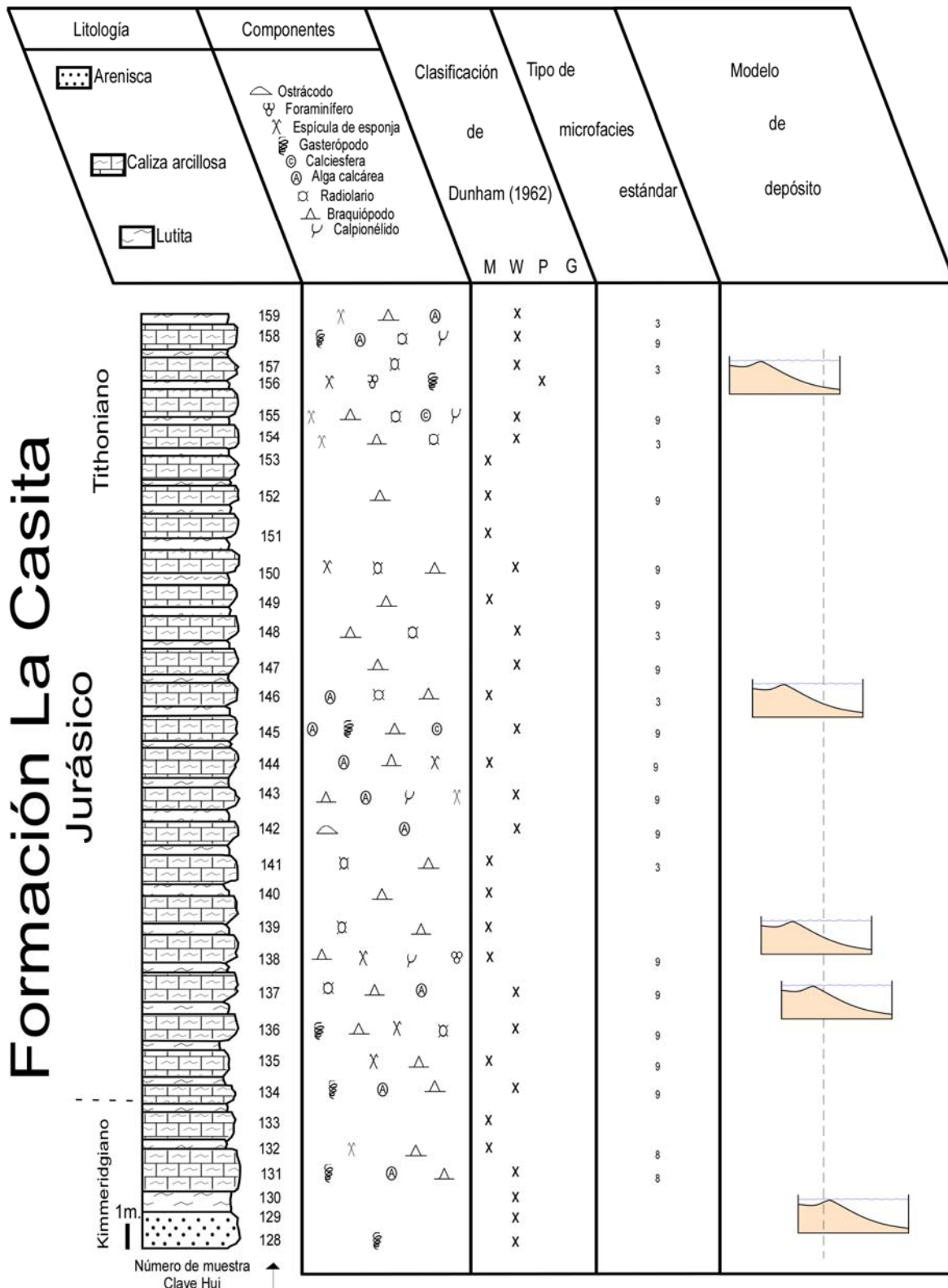


Figura 38. Columna litoestratigráfica para la Formación La Casita. Elaborada con base en el análisis de las muestras Hui 128 a Hui 159. Mudstone (M), wackestone (W), packstone (P), grainstone (G). La línea punteada en la columna de la derecha indica la zona de depósito de la muestra correspondiente.

#### **7.4- Tipos de facies de la Formación La Casita.**

El análisis de la Formación La Casita se realizó con 31 muestras. La parte basal de la Formación consiste de areniscas de grano medio y areniscas conglomeráticas. El resto de la Formación está compuesto por la facies de biomicrita-bioesparita, con textura principal de mudstone y wackestone.

##### **7.4.1- Arenisca de grano medio.**

La facies de arenisca de grano medio se presenta sólo en la parte basal de la Formación, en los primeros dos metros y puede utilizarse como criterio para separar esta Formación de las capas de la parte superior de la Formación Olvido, aunque son de composición diferente. Los componentes principales son cuarzo anguloso a subredondeado muy fracturado y con extinción ondulosa y clastos subredondeados de composición arcillosa. Como componentes orgánicos se encuentran restos de gasterópodos con tamaños de 1 a 8 cm. En la parte alta de este miembro inferior de la Formación la Casita, las areniscas se vuelven más finas y pasan a formar un wackestone de bioclastos con gasterópodos, fragmentos de algas calcáreas y braquiópodos, así como escasos restos de *Favreina sp.*

#### **Interpretación.**

La presencia de areniscas con contenido de gasterópodos en la parte basal de la Formación permite interpretar un ambiente de depósito en el margen de una plataforma interna con niveles de energía de medios a altos, como lo indica la presencia de estructuras sedimentarias, como estratificación planar y cruzada, observables a nivel de afloramiento.

##### **7.4.2- Biomicrita-bioesparita.**

La facies de biomicrita-bioesparita constituye la mayor parte de la Formación La Casita. Se compone de rocas con matriz principalmente micrítica y ocasionalmente esparítica, donde predominan texturas tipo mudstone a wackestone. El contenido orgánico es muy común aunque en algunas muestras disminuye en forma notable. Los componentes más frecuentes son fragmentos de gasterópodos,

braquiópodos, pelecípodos, radiolarios, espículas de esponjas, restos de foraminíferos bentónicos, espinas de equinodermos, restos de algas, así como calpionélidos; *Crassicolaria brevis* y *Crassicolaria intermedia* (Figuras 39 y 40).

En las últimas muestras de la Formación se observan concentraciones bien marcadas de gasterópodos, los cuales se encuentran rellenos de un sedimento fino oxidado con restos de radiolarios, pelecípodos y foraminíferos. Así mismo, aumenta considerablemente la cantidad de radiolarios y calpionélidos presentes en las muestras.

### **Interpretación.**

El contenido de organismos en las muestras de la facies de biomicrita a bioesparita en la Formación La Casita permite ubicar esta secuencia en un ambiente de depósito de margen profundo de la plataforma externa hasta cuenca abierta.

La presencia y abundancia de radiolarios indica una zona de depósito de por lo menos algunos cientos de metros.

La presencia de *Crassicolaria brevis* y *Crassicolaria intermedia* permite determinar una edad del Tithoniano para la parte media-superior de la Formación. Esta especie es característica de las subzonas A2 y A3 de Remane (1964), con alcance estratigráfico del Tithoniano Medio al Tardío.



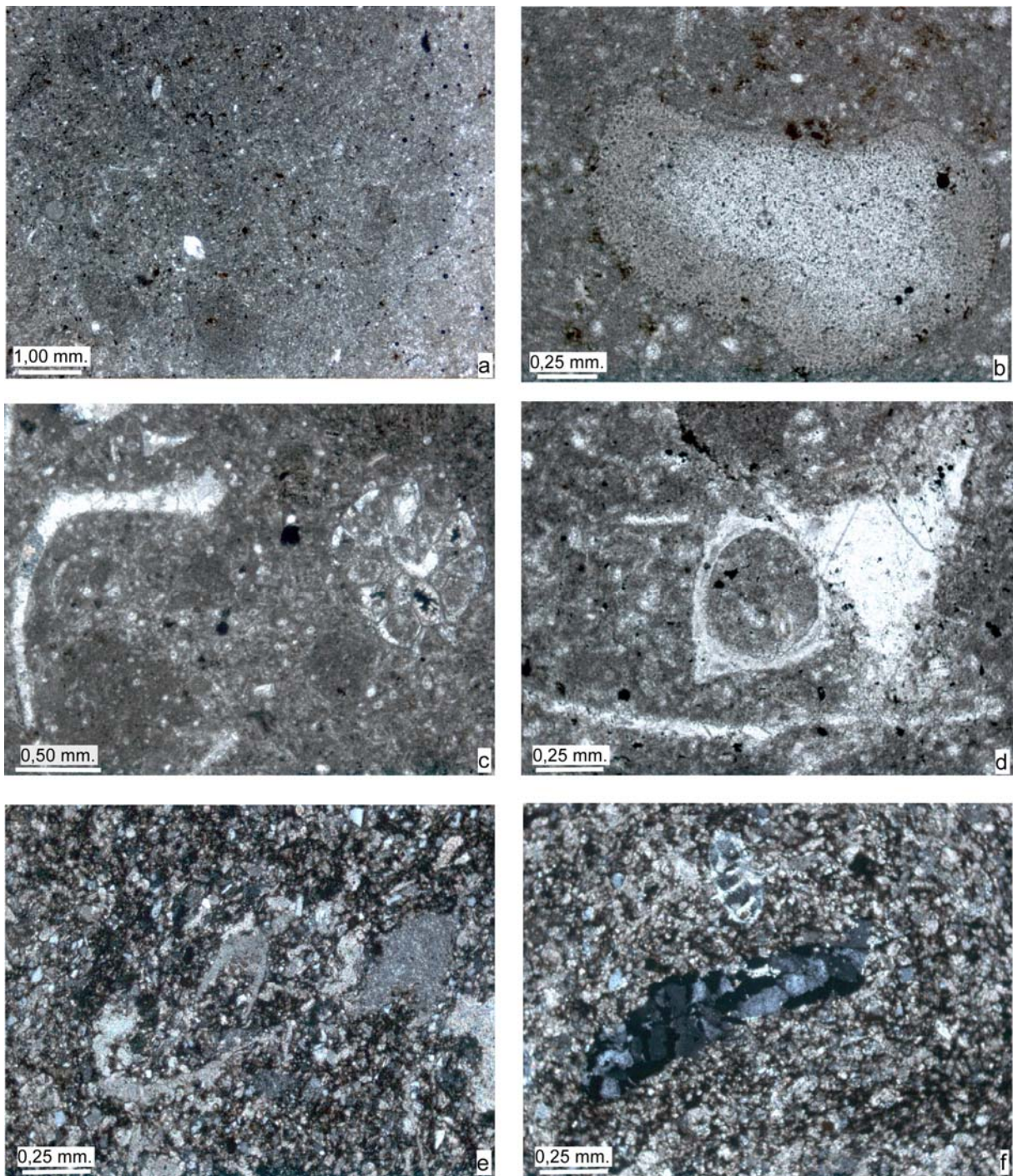


Figura 39. a: mudstone pelágico con restos de ostrácodos de concha delgada y escasos radiolarios, además se observa bioturbación (muestra Hui 135); b: fragmento de briozoario y restos de espículas contenidos en micrita (muestra Hui 136); c: wackestone pelágico con fragmentos de braquiópodos, organismo indefinido con placas, radiolarios pequeños y presencia de bioturbación (muestra Hui 137); d: wackestone con organismo indefinido y restos de conchas (muestra Hui 137); e: wackestone con calpionélidos (*Crassicolaria brevis*) y escasos radiolarios (muestra Hui 138); f: fragmentos de foraminíferos bentónicos y restos de espículas (muestra Hui 138).



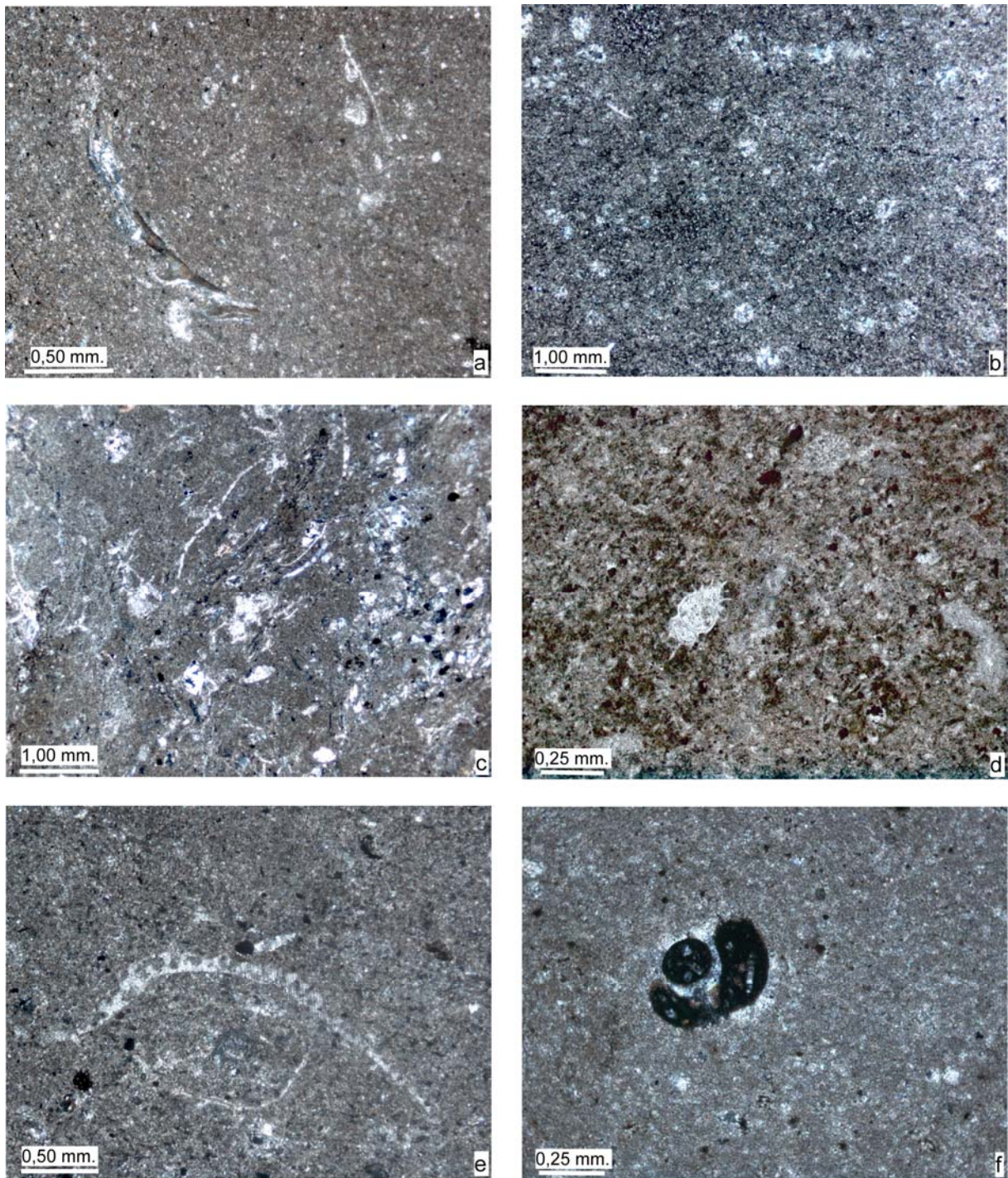


Figura 40. a: mudstone pelágico con escasos radiolarios y fragmentos de braquiópodos ornamentados (muestra Hui 139); b: wackestone de radiolarios con escasas espículas de esponjas y con indicios de bioturbación (muestra Hui 141); c: wackestone pelágico con filamentos de bivalvos de concha delgada orientados como efecto de control de corrientes, además se observan escasos radiolarios (muestra Hui 143); d: mudstone con radiolarios, restos de briozoarios y fragmentos de algas calcáreas (muestra Hui 145); e: mudstone con valva de ostrácodo perforado (muestra Hui 147); f: mudstone con radiolarios. El fragmento de gasterópodo está relleno de material fino con un alto contenido de fragmentos de conchas (muestra Hui 136).

### **7.5- Modelo de depósito para la Formación La Casita.**

El depósito de areniscas con alto contenido de gasterópodos y fragmentos de moluscos en la base de la Formación, así como las texturas observadas en las rocas, principalmente la estratificación cruzada permiten interpretar un ambiente somero y de alta energía para esta parte de la Formación, probablemente en una zona de margen de plataforma interna hacia el talud por el depósito de sedimentos más finos (limolitas) en la parte alta de este miembro basal (Figura 41).

Del miembro medio al miembro superior del corte se interpreta una profundización de la zona de depósito, donde se tiene un marcado aumento en la cantidad de horizontes arcillosos en relación a las capas calcoarcillosas que se encuentran en la base de las areniscas. En esta parte del corte predominan texturas tipo mudstone a wackestone con alto contenido de biógenos y bioclastos.

Otro aspecto que evidencia la profundización de la zona es el contenido de organismos en las últimas muestras, que es típico de zonas con profundidades de varios cientos de metros, con un aumento considerable en la cantidad de radiolarios y calpionélidos hacia la cima de la Formación.



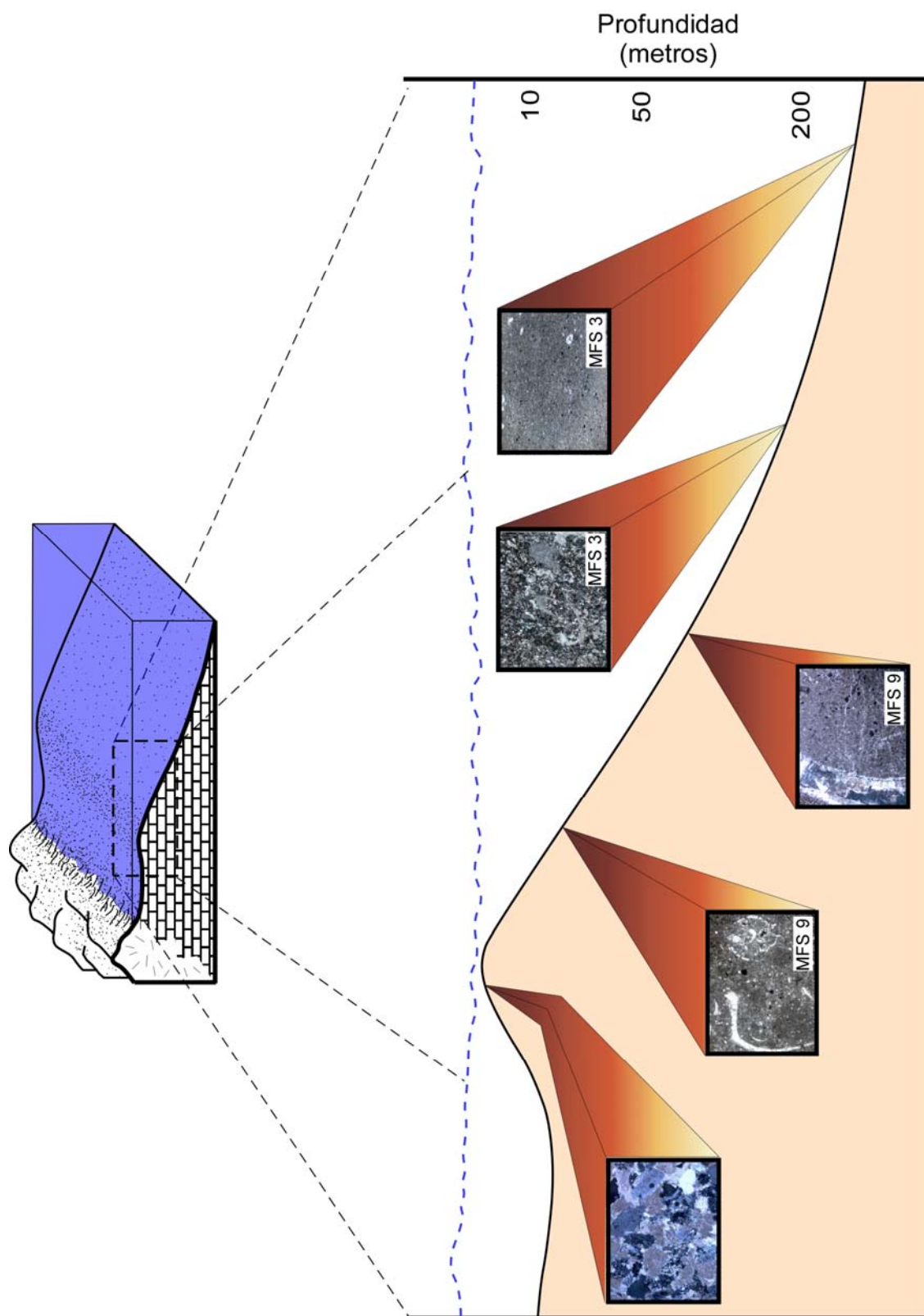


Figura 41. Modelo de depósito con base en las características microfaciales de muestras analizadas de la Formación La Casita

## **Capítulo 8: Formación Taraises.**

### **8.1- Formación Taraises.**

La Formación Taraises fue descrita por Imlay (1936) en el cañón Taraises, al Oeste de la Sierra de Parras, Coahuila. Este autor propuso una edad del Valanginiano para esta Formación, aunque posteriormente él mismo sugirió que esta Formación podría contener sedimentos del Berriasiano al Valanginiano Temprano (Imlay; 1937a) En su localidad tipo La Formación Taraises se compone de una secuencia sedimentaria de composición calcárea con gran contenido fosilífero, principalmente de amonites. Se encuentra en conformidad con la Formación La Casita en la parte inferior y con la Formación Las Vigas arriba (Aguilar Rodríguez, 1984).

De acuerdo a Michalzik (1988) las capas de esta Formación fueron depositadas en un ambiente nerítico y se encuentran ampliamente distribuidas en el Noreste de México.

Wilson (1987) describe la formación Taraises en el área de Potrero Chico en Hidalgo, Nuevo León, como “lutitas, limolitas y calizas rítmicas oscuras de edad Hauteriviano-Valanginiano”.

Hernández Arana (1966) menciona espesores de 130 a 460 m., para la Formación Taraises en el área de Galeana-Iturbide, donde la define como “una serie de calizas gris claro, ligeramente arcillosas, con intercalaciones de lutitas calcáreas y abundante fauna de amonites, así como areniscas de grano fino a medio, color gris claro y verdosas y estratos de 10 a 40 cm.,”. Se cree que fue este autor el primero en mencionar este tipo de sedimentos arenosos y la posibilidad de tener una prominencia que aportó materiales al ser erosionada. Actualmente esta parte arenosa de la Formación Taraises se conoce como “Miembro Galeana”, nombre propuesto por Díaz (1951). De acuerdo a Hernández Arana la Formación Taraises se depositó en un ambiente de agua profunda.

Según Carrillo Bravo (1961) en estudios realizados en el Anticlinorio Huizachal-Peregrina, la Formación Taraises se compone de “calizas criptocristalinas de color gris claro a gris oscuro, en capas de espesor medio, con estilolitas mal desarrolladas paralelas a los planos de estratificación, pedernal ausente o muy

escaso, alternando con estratos delgados de lutitas de color gris oscuro y edades que van del Berriasiano al Hauteriviano”.

En la Sierra del Fraile, López Oliva (1989, 1991) determina a la Formación Taraises como una secuencia de capas margosas alternadas con depósitos calcáreos y texturas de mudstones a wackestones.

Barboza Gudiño *et al.* (2004) describen la Formación Taraises en la Sierra de Catorce como “capas delgadas a medianas de calizas arcillosas de color gris medio a oscuro y componentes biógenos como calciesferas, foraminíferos planctónicos, radiolarios y calpionélidos, alternadas con materiales terrígenos y con la presencia de algunos horizontes de pedernal”. De acuerdo a estos autores el espesor de esta Formación va de 30 a 50 m., la edad es del Berriasiano-Valanginiano y el ambiente de depósito es pelágico de profundidad moderada en transición a cuenca, con aportes de carbonatos en transición a cuenca.

En el corte analizado, la Formación Taraises (Figuras 42 y 43) inicia con una capa de lutitas oscuras de 15 cm., caracterizada por su alto contenido de gasterópodos, seguida por una alternancia de calizas arcillosas oscuras en capas de 15-20 cm., con lutitas de color negro en capas de 3 a 4 cm.

Estas capas de la base de la Formación gradan a calizas color gris claro en capas delgadas hacia la parte media de la Formación y posteriormente los estratos se engruesan hasta alcanzar 60 cm., de espesor, en su parte transicional a la Formación Tamaulipas Inferior.

El espesor total de la Formación en el área de estudio es de 35 m., pero solamente se analizaron los primeros 8 para observar el comportamiento que presentan las rocas en el contacto de la Formación Taraises con La Casita.

## **8.2- Relaciones estratigráficas.**

Como se mencionó anteriormente, la mayoría de los afloramientos de la Formación Taraises en el Noreste de México presentan contactos concordantes con las rocas infra y suprayacentes (Aguilar Rodríguez, 1984).



Figura 42. Parte basal de la Formación Taraises en su contacto con la Formación La Casita. Nótese el incremento de espesor en los estratos y el cambio de color hacia la parte media de la Formación.

En el área estudiada se presenta la misma situación por lo menos con las rocas infrayacentes. En este caso el contacto entre las Formaciones Taraises y La Casita se presenta en forma concordante. La relación estratigráfica hacia la parte superior se da en forma transicional a la Formación Tamaulipas Inferior.

### **8.3- Descripción de las muestras de la Formación Taraises.**

Para el análisis microfacial de la Formación Taraises solamente se estudio la parte inferior de la misma con el fin de observar el comportamiento que tiene la sedimentación entre la transición del Jurásico al Cretácico. En este caso se analizaron 10 muestras.

#### **Hui 160.**

Intraesparita/Mudstone con clastos arcillosos que muestran un alto contenido de organismos, predominan radiolarios (espumeláridos), foraminíferos planctónicos, gasterópodos, espículas y conchas delgadas, al parecer de ostrácodos.

#### **Hui 161.**

Bioesparita/Wackestone con conchas de diversos organismos, espículas.

**Hui 162.**

Biomicrita/Wackestone de calpionélidos y radiolarios. Entre los calpionélidos que se lograron determinar están *Crassicolaria parvula* y *Calpionella alpina*.

**Hui 163.**

Biomicrita/Mudstone laminado con escasos calpionélidos, radiolarios, fragmentos de moluscos y espículas. *Crassicolaria intermedia*.

**Hui 164.**

Biomicrita/Wackestone de radiolarios. Contiene además calpionélidos y restos de moluscos de concha delgada. *Crassicolaria brevis*, *Calpionella alpina*, *Calpionella elíptica*.

**Hui 165.**

Biomicrita/Wackestone laminado con radiolarios y calpionélidos. *Calpionella alpina*.

**Hui 166.**

Biomicrita/Mudstone laminado con radiolarios. Escasos calpionélidos en cortes transversales y fragmentos de conchas orientadas a la laminación. Abundante materia orgánica. *Crassicolaria parvula*.

**Hui 167.**

Biomicrita/Mudstone con escasos calpionélidos, foraminíferos plantónicos, espículas. *Calpionella alpina*.

**Hui 168.**

Biomicrita/Mudstone con radiolarios y escasas espículas. Cuarzo anguloso pequeño.

**Hui 169.**

Micrita. Mudstone con escasos fragmentos de conchas delgadas y abundante materia orgánica. Escaso cuarzo anguloso.

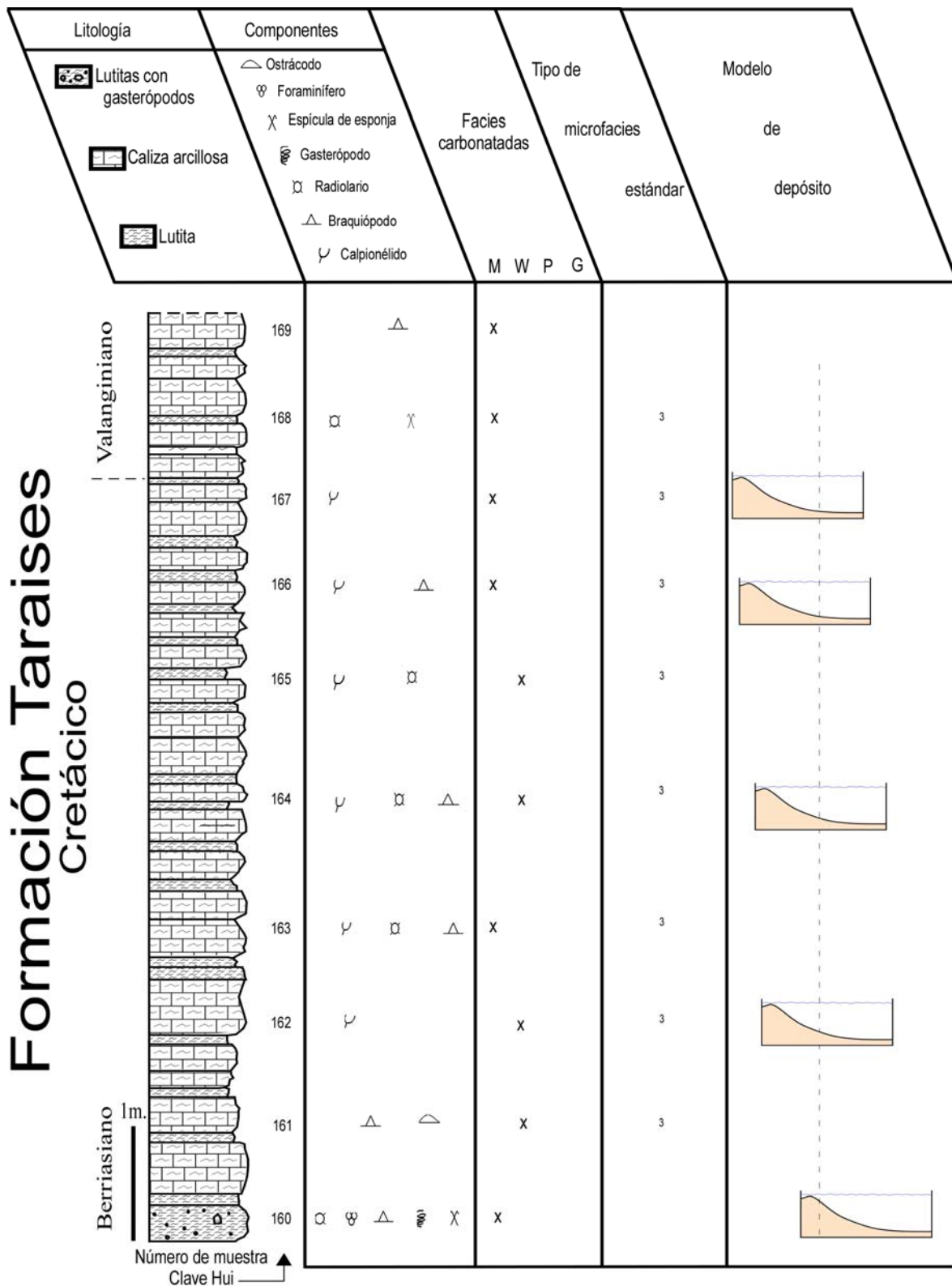


Figura 43. Columna liotestratigráfica elaborada con el análisis de muestras de la parte inferior de la Formación Taraises. Mudstone (M), wackestone (W), packstone (P), grainstone (G). La línea punteada en la columna derecha indica la zona de depósito de la muestra correspondiente.



#### **8.4- Tipo de facies de la Formación Tارايس.**

Las muestras analizadas para la Formación Tارايس fueron tomadas de los primeros 8 m., donde predomina la facies de biomicrita a bioesparita.

##### **8.4.1- Bioesparita.**

En las muestras que se analizaron en los primeros metros de la Formación Tارايس predomina la microfacies de bioesparita (Figura 44). Consiste de mudstones y wackestones con un contenido importante de calpionélidos. Aunque la mayoría de los cortes son transversales y oblicuos, se presentan algunos longitudinales que permiten identificar *Crassicolaria brevis*, *Crassicolaria parvula*, *Crassicolaria intermedia*, *Calpionella alpina* y *Calpionella elliptica*. Otros organismos con una presencia importante son radiolarios, que en ocasiones se encuentran rellenos de carbonatos dando una apariencia radiada.

En menor cantidad se identifican gasterópodos, fragmentos de conchas delgadas, espículas y en forma muy escasa ostrácodos. En algunas muestras se identifica escaso cuarzo anguloso.

La muestra de la parte inicial de la Formación contiene clastos arcillosos que contienen una gran cantidad de diversos organismos, entre otros, radiolarios, foraminíferos, restos de conchas, gasterópodos y espículas de esponjas.

#### **Interpretación.**

La presencia de una matriz fina con un alto contenido de organismos pelágicos, donde predominan calpionélidos y radiolarios permite interpretar un ambiente de depósito en una zona de margen profundo de la plataforma a cuenca marina profunda, probablemente con algunos cientos de metros de profundidad. Las especies de calpionélidos identificadas, especialmente la presencia de *Calpionella alpina* y *Calpionella elliptica* indica una edad de depósito del Berriasiano Temprano, para la parte de la Formación estudiada (Remane, 1964; Grün and Blau, 1997). La identificación de *Crassicolaria brevis* y *Crassicolaria intermedia* indica un desplazamiento del límite bioestratigráfico unos metros antes del límite litológico.

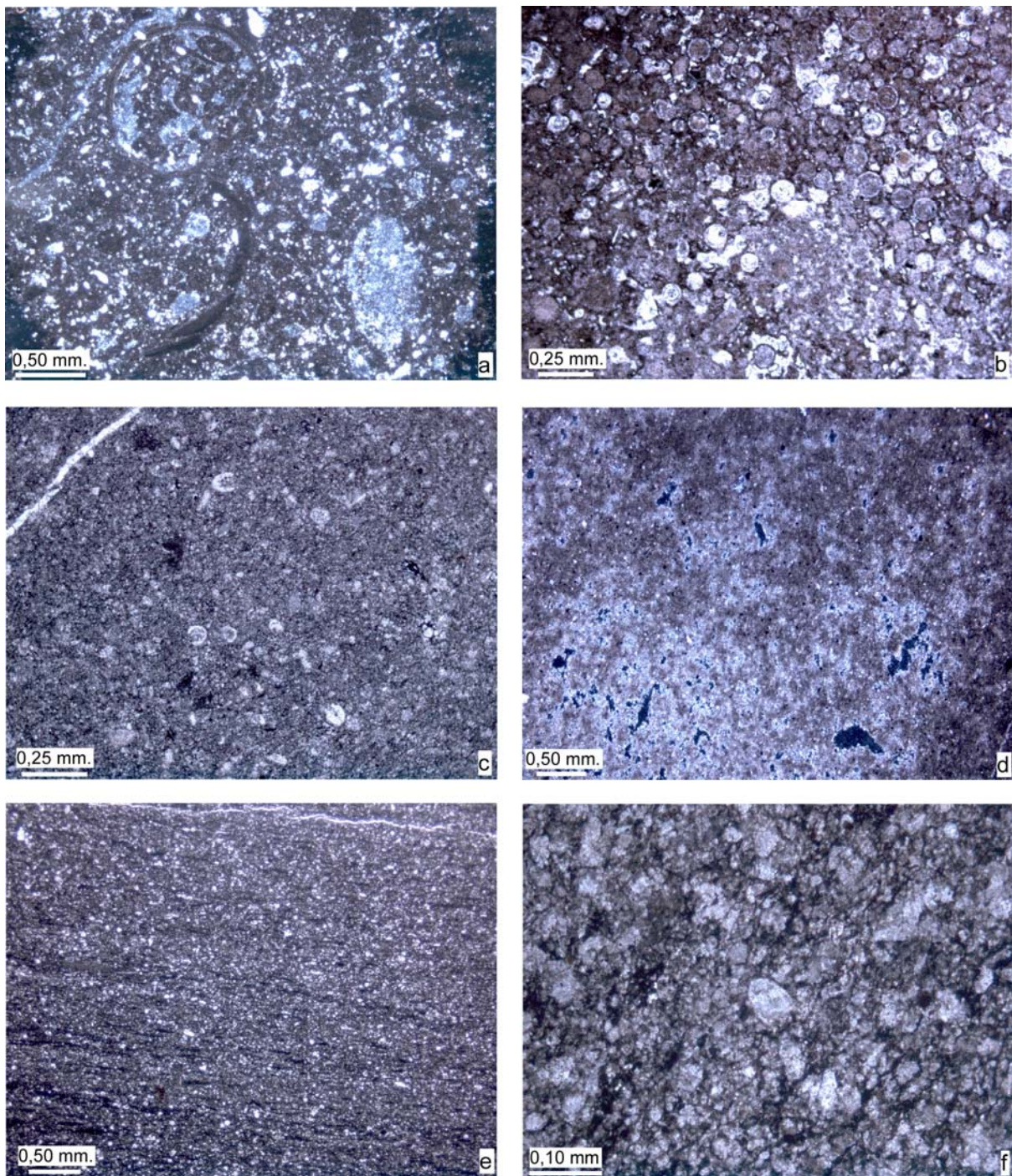


Figura 44. Diversos aspectos microfaciales de las muestras analizadas para la Formación Taraises. a: fragmentos de gasterópodos, bivalvos y radiolarios contenidos en un clasto arcilloso (muestra Hui 160); b: grainstone de radiolarios como parte del mismo clasto arcilloso de la muestra anterior; c: wackestone de calpionélidos con algunos cortes en forma longitudinal (muestra Hui 162); d: algunas muestras presentan una considerable cantidad de materia orgánica que impide un buen análisis de las mismas (muestra Hui 169); e: mudstone laminado con escasos cortes de calpionélidos y radiolarios (muestra Hui 163); f: corte transversal de *Crassicolaria* sp. (muestra Hui 167).

#### **8.5- Modelo de depósito para la Formación Taraises.**

Las rocas analizadas para interpretar el ambiente de depósito de la Formación Taraises muestran una secuencia relativamente monótona, que consiste en sedimentos pelágicos con alto contenido de organismos donde predominan calpionélidos y radiolarios contenidos en una matriz micrítica.

De acuerdo a Flügel (2004), las rocas de este tipo se depositan principalmente en ambientes de margen profundo de la plataforma a cuenca marina profunda, dentro del cinturón de facies 1 a 3 de Wilson (1975), a profundidades que pueden estar en el rango de los 200 a 3500 m.



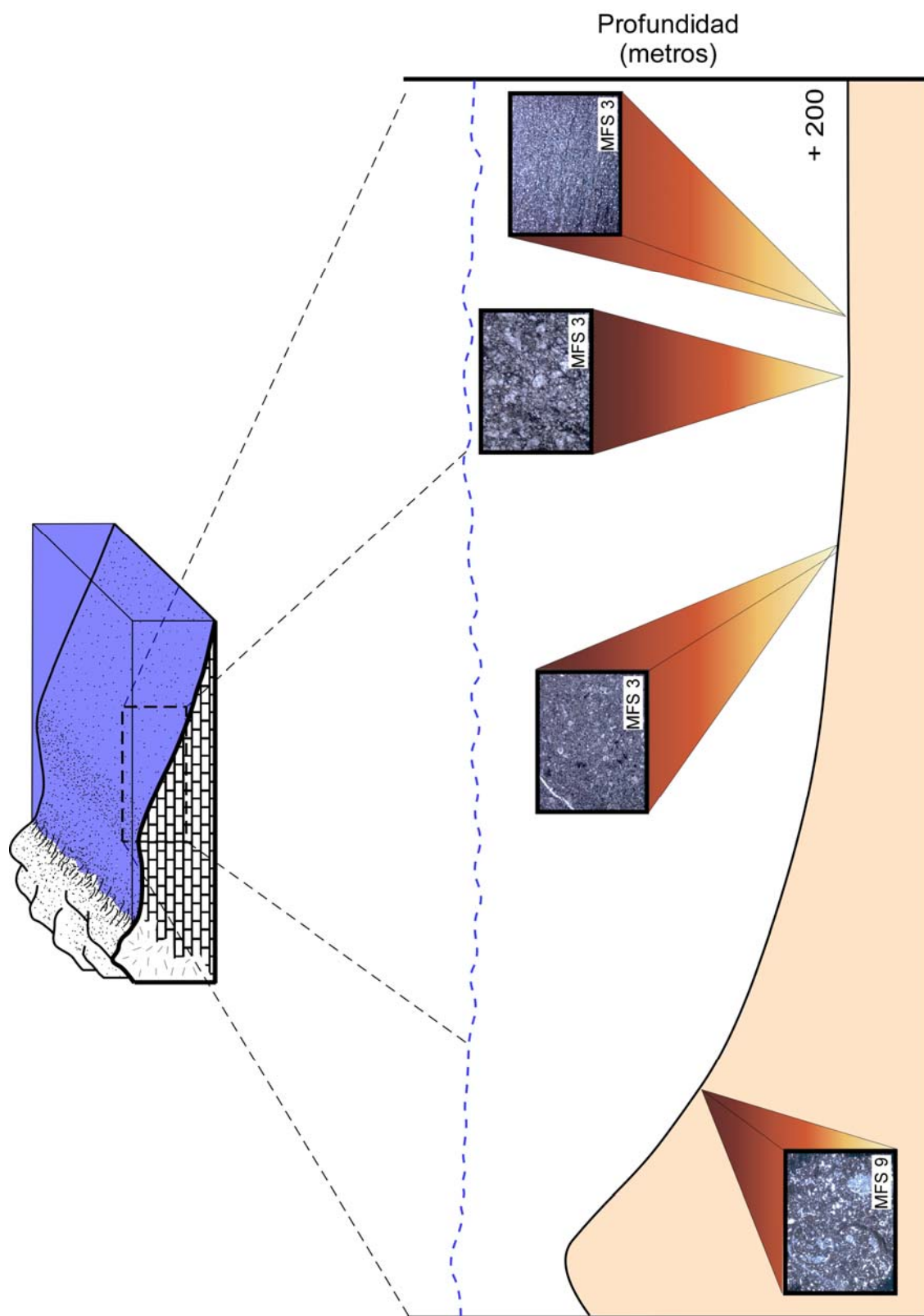


Figura 45. Modelo de depósito para la Formación Taraises. con base en la homogeneidad detectada en el análisis

## **Conclusiones.**

- El desarrollo sedimentario del corte analizado inició con el depósito de sedimentos de origen continental a marino muy somero para continuar con una profundización paulatina a partir del Jurásico Medio (Calloviano) hasta el Cretácico Temprano (Berriasiano-Valanginiano-Hauteriviano), donde se depositaron rocas de ambiente de plataforma profunda a cuenca. Esta tendencia transgresiva está marcada por breves episodios regresivos representados por el depósito de láminas de evaporitas en la base de la Formación Olvido (Figura 46).
- El análisis de la Formación La Joya indica un ambiente de depósito en un sistema aluvial de baja energía dentro de una zona con alta subsidencia producto de un sistema de zonas positivas y negativas. El análisis de las partículas permite interpretar que fueron aportadas principalmente por el retrabajamiento de rocas preexistentes, probablemente de la Formación Huizachal.
- Las rocas de la Formación Novillo presentan características microfaciales muy diferentes a las de la Formación Zuloaga, principalmente por la ausencia de depósitos oolíticos característicos para la Formación Zuloaga al norte del área de estudio. Se sugiere utilizar este aspecto como criterio para denominar la Formación Novillo en el área de estudio.
- El depósito de la Formación Olvido ocurrió en un ambiente de agua somera, probablemente en una plataforma de circulación restringida combinada con una zona de alta energía en barras oolíticas, marcando un breve evento regresivo durante su depósito.

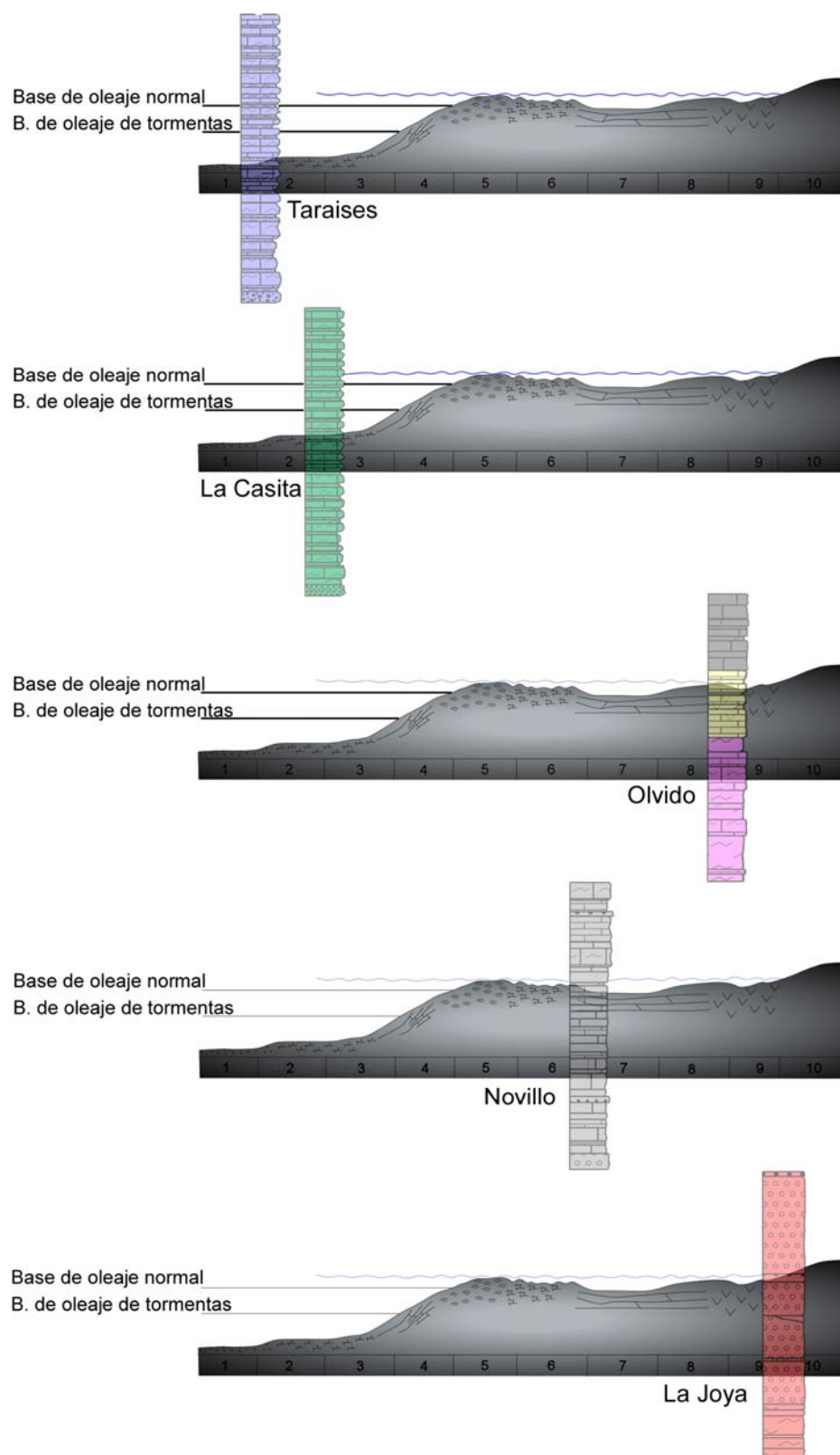


Figura 46: Interpretación de las Formaciones analizadas de acuerdo al modelo de cinturón de facies de Wilson (1975).

- El análisis de las rocas de la Formación La Casita permite reconocer las primeras evidencias de una clara profundización de la zona, con la presencia de los primeros organismos de zonas pelágicas, como radiolarios y calpionélidos.
- La Formación Taraises presenta características típicas de zonas profundas, con una abundancia mayor de organismos pelágicos. Es muy probable que estas rocas se depositaron en un ambiente de plataforma a cuenca marina profunda de varios cientos de metros.
- El análisis bioestratigráfico con base en calpionélidos permite trasladar el límite bioestratigráfico entre las Formaciones La Casita y Taraises antes del límite litológico.

## **Referencias bibliográficas.**

**Aguilar Rodríguez A., (1984):** Integración Geológica y Geoquímica para determinar posibles áreas de generación de hidrocarburos en la porción centro-oriental de la zona norte. Informe I. G. Q. 36 de PEMEX, México D. F.

**Aguirre J., Riding R., Braga J. C., (2000):** Late Cretaceous incident light reduction: evidence from benthic algae. *Lethaia*. Vol. 33, p. 205-213.

**Allison P. A., Wignall P. B., Brett C. E., (1995):** Paleo-oxygenation: effects and recognition- en: Bosence D. W. J., Allison P. A. (eds): marine paleoenvironmental analysis from fossils. Geological Society London. Special Publications. Vol. 83, p. 97-112.

**Alvarez W. L., Asaro F., Michel H. V., (1980):** Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary Extinction. *Science*. Vol 208, p. 1107-1108.

**Armas Zagoya M., (2004):** Cartografía geológica estructural del Valle de Huizachal, como base para el análisis de estabilidad de taludes de la carretera Rumbo Nuevo, Tamaulipas, México. Tesis de Maestría de la Facultad de Ciencias de la Tierra de la UANL. Sin publicar.

**Barboza Gudiño J. R., Hoppe M., Gómez Anguiano M., Martínez Macías P. R., (2004):** Aportaciones para la interpretación estratigráfica y estructural de la porción noroccidental de la Sierra de Catorce, San Luis Potosí, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. Vol. 21, p. 299-319.

**Barboza Gudiño J. R., Tristan González M., Torrés Hernández J. R., (1999):** Tectonics setting of pre-Oxfordian units from central and northeastern Mexico: A review. Geological Society of America. Special Paper. Vol. 340, p. 197-210.



**Barrera E., Keller G., (1994):** Productivity across the Cretaceous-Tertiary Boundary in high latitudes. Geological Society of America Bulletin. Vol. 106, p. 1254-1266.

**Blatt H., Christie J. M., (1963):** Undulatory extinction in quartz of igneous and metamorphic rocks and its significance in provenance studies of sedimentary rocks. Journal of Sedimentary Petrology. Vol 33, p. 559-579.

**Blauser W. H., (1981):** The stratigraphy of the Taraises Formation, Lower Cretaceous, Mexico. Smith C. J., ed. In Lower Cretaceous Stratigraphy and Structure, Northern Mexico. West Texas Society Publication. Vol. 74, p. 37-42.

**Blauser W. H., Mc Nulty C. L., (1980):** Calpionellida and Nannoconids of the Taraises Formation (Early Cretaceous) in the Santa Rosa Canyon, Sierra de Santa Rosa, Nuevo León, México. Gulf Coast Association Geological Society. Vol. 30, p. 263-272.

**Bracken B., (1982):** Environments of deposition and diagenesis of sandstones, La Joya Formation, Huizachal Group red beds, Northeastern Mexico. Master thesis of the University of Texas at Austin. Sin publicar.

**Budd D. A., Perkins R. D., (1980):** Bathymetric zonation and paleoecological significance in Puerto Rican shelf and slope sediments. Journal of Sedimentary Petrology. Vol. 50, p- 553-881.

**Camacho Angulo F., (1993):** Compilación Geológica de la Vertiente del Golfo de México. Comisión Federal de Electricidad. Superintendencia de estudios Zona Norte. 169 p.

**Campa M. F., Coney P. J., (1983):** Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in México. Canadian Journal of Earth Science. Vol 20, 1040-1051.

**Carrillo Bravo R. J., (1961):** Geología del Anticlinorio de Huizachal-Peregrina al NW de Ciudad Victoria, Tamaulipas. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros. Vol. 13, 98 p.

**Coney P. J., (1983):** Un modelo tectónico de México y sus relaciones con América del Norte, América del Sur y el Caribe: Revista del Instituto Mexicano del Petróleo. Vol. 15, p. 6-15.

**Díaz T., (1951):** Sección geológica a través de la Sierra Madre Oriental entre Linares y Galeana, Nuevo León. Informe número 358 de Petróleos Mexicanos. No publicado.

**Dickinson W. R., Suczek C. A., (1979):** Plate Tectonics and Sandstone Compositions. American Association of Petroleum Geologists Bulletin. Vol. 63-10, p. 2164-2182.

**Dunham R. J., (1962):** Classification of carbonate rocks according to depositional texture. American Association of Petroleum Geologists. Memory 1, p.108-121.

**Fabricius F., (1967):** Die Rät- und Lias-Oolite der nordwestlichen Kalkalpen. Geologische Rundschau. Vol. 56, p. 140-170.

**Flügel E., (1972):** Microfazielle Untersuchungen in der Alpinen Trias. Methoden und Probleme. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Vol. 21, p. 9-64.

**Flügel E., (1982):** Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken. Springer Verlag, Berlin. 453 p.

**Flügel E., (2004):** Microfacies of Carbonate Rocks. Springer Verlag, Berlin. 976 p.

**Folk R. L., (1962):** Spectral subdivision of limestone types. American Association of Petroleum Geologist. Vol. 1, pag. 62-84.

**Fürsich F. T., (1994):** Paleoecology and evolution of Mesozoic salinity controlled benthic macroinvertebrate associations. *Letahia*. Vol. 26, p. 327-346.

**Giner Solórzano A. E., (2004):** El origen de la Aloformación Huizachal en el Valle de Huizachal, Tamaulipas y su relación con la presencia de hidrocarburos en la Fosa de Huayacocotla-El Alamar. Tesis de Licenciatura del Instituto Politécnico Nacional. 83 p, no publicada.

**Götte M., (1986):** Beitrag zur Faziesanalyse, Tektonik, und Mineralization der Huizachal und Minas Viejas Formation im Raum Galeana (Sierra Madre Oriental, Mexico). Diplomarbeit der Fachbereich Geowissenschaften und Geographie der Technischen Hochschule Darmstadt. 120 p, no publicada.

**Grün B., Blau J., (1997):** New aspects of calpionellid biochronology: proposal for a revised calpionellid zonal and subzonal division. *Revue Paleobiology*. Vol. 16, p. 197-214.

**Heim, A., (1940):** The front ranges of Sierra Madre Oriental, Mexico, from Ciudad Victoria to Tamazunchale, *Eclogae Geol. Helvetiae*. Vol. 33, p. 313-362.

**Hernández Arana H., (1966):** Geología de una parte de la Sierra Madre Oriental entre Linares y Galeana. Estado de Nuevo León, México. Tesis de Licenciatura de la Universidad Nacional Autónoma de México. 49 p, no publicada.

**Hoppe M., Barboza Gudiño J. R., Schulz H. M., (2002):** Late Triassic submarine fan deposits in northwestern San Luis Potosí, México; lithology, facies and diagenesis. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.* Vol. 12, p. 705-724.

**Humphrey W., Díaz T., (2003):** Jurassic and Lower Cretaceous Stratigraphy and Tectonics of Northeast Mexico. Bureau of Economic Geology. Report of Investigations No. 267. 151 p.

**Imlay R. W., (1936):** Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico, part IV, Geology of the western part of the Sierra de Parras. Geological Society of America Bulletin. Vol 47, p 1091-1152.

**Imlay R. W., (1937a):** Geology of the middle part of the Sierra de Parras. Geological Society of America Bulletin. Vol. 48, p. 587-630.

**Imlay R. W., (1943):** Jurassic formations of Gulf Region. American Association of Petroleum Geologists Bulletin. Vol 27, p. 1407-1533.

**Imlay R. W., (1953):** Las Formaciones jurásicas de México. Sociedad Geológica Mexicana. Vol 16, p. 3-65.

**Imlay R. W., Cepeda E., Alvarez M., Díaz T., (1948):** Stratigraphic relation of certain Jurassic formations in eastern Mexico. American Association of Petroleum Geologist Bulletin. Vol 32, p. 1750-1761.

**Kennet J., (1982):** Marine Geology. Prentice Hall Inc. 811p.

**Keppie J. D., (2004):** Terranes of Mexico Revisited: A 1.3 Billion Year Odyssey. International Geology Review. Vol. 46, p. 765-794.

**Liebau A., (1984):** Paleobatymetrische und Ökofaktoren: Flachmeerzonierung. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie. Vol. 160, p. 173-216.

**López Oliva J. G., (1989):** Biostratigraphie des Ober-Jura und der Unter-Kreide in der Sierra del Fraile, Nuevo Leon, Mexico, tesis de maestría, Universidad de Hamburgo, 123 p, no publicada.

**López Oliva J. G., (1991):** Zonación del Cretácico basal en el braquianticlinal Sur de la Sierra del fraile, Nuevo León, por medio de calpionélidos. Revista de la Sociedad Paleontológica Mexicana. Vol 4, p. 43-59.

**Meiburg P., Chapa Guerrero J. R., Grotehusmann I., Kustus T., Lentzy P., De León Gómez H., Mansilla Terán M., A., (1987):** El basamento precretácico de Aramberri, estructura clave para comprender el decollement de la cubierta jurásica-cretácica de la Sierra Madre Oriental. Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra. UANL. Vol 2, p 15-22.

**Michalzik D., (1986):** Procedencia y parámetros ambientales de los lechos rojos Huizachal en el área de Galeana, Nuevo León, México. Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL. Vol. 1, p. 23-41.

**Michalzik D., (1988):** Trias bis tiefste unterkreide der nordöstlichen Sierra Madre Oriental, Mexiko; fazielle entwicklung eines passiven kontinentalrandes. Inaugural dissertation dem fachbereich geowissenschaften und geographie der Technischen Hochschule Darmstadt. 247 p, no publicada.

**Michalzik D., (1991):** Facies sequence of Triassic-Jurassic red beds in the Sierra Madre Oriental (NE Mexico) and its relation to the early opening of the Gulf of Mexico. Sedimentary Geology. Vol. 71, p 243-259.

**Mixon R., (1958):** The Jurassic Formations of the Ciudad Victoria Region, Tamaulipas, Mexico. Master of science thesis. Louisiana State University. No publicada.

**Mixon R., Murray G., Díaz T., (1959):** Age and correlation of Huizachal Group (Mesozoic) state of Tamaulipas, Mexico. Bulletin of The American Association of Petroleum Geologists. Vol. 43-4, p. 757-771.

**Nelson C. S., (1988):** An introductory perspective on non tropical shelf carbonate. Sedimentary Geology. Vol. 60, p. 3-12.

**Oschmann W., (1993):** Environmental oxygen fluctuations and the adaptive response of marine benthic organisms. Journal of the Geological Society London. Vol. 150, p. 187-191.

**Pettijohn F. J., Potter P. E., Siever R (1973):** Sand and Sandstones. Springer Verlag, Berlin. 617 p.

**Pindell J., (1982):** Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the gulf of Mexico/Caribbean region. Tectonics, Vol. 1, p 179-211.

**Pindell J., Kennan L., (2002):** Exploration Framework Atlas Series: Volume 4: Mexico and Gulf of Mexico. Tectonics Analysis. 46 p.

**Remane J., (1964):** Untersuchungen zur Systematik und Stratigraphie der Calpionellen in der Jura-Kreide Grenzsichten des Vocontischen Troges. Paleontographica. 57 p.

**Rueda Gaxiola J., López Ocampo E., Dueñas M. A., Rodríguez J. L., (1993):** Los Anticlinorios de Huizachal-Peregrina y de Huayacocotla: Dos partes de la fosa de Huayacocotla-El Alamar, I. El Alogrupo Los San Pedros. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros. Vol. XLIII. Núm. 1, p. 1-33.

**Salvador A., (1991):** Origin and development of the Gulf of Mexico basin. Salvador A. ed. In The Geology of North America: The Gulf of Mexico Basin. The Geological Society of America. Vol J, p. 389-444.

**Schumann D., (1988):** Observaciones paleoecológicas en secuencias del Kimmeridgiano/Tithoniano (Formación La Casita) de Nuevo León, Noreste de México. Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL. Vol. 3, p. 43-59.

**Silva Romo G., Arellano Gil J., Mendoza Rosales C., Nieto Obregón J., (2000):** A submarine fan in the Mesa Central, México. Journal of South American Earth Sciences. Vol 13, p. 429-442.

**Tucker M., (1985):** Einführung in die Sedimentpetrologie. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart. 265 p.

**Tucker M., (1991):** Sedimentary petrology. Blackwell Science Ltd. 259 p.

**Wilson J. L., (1975):** Carbonate Facies in Geologic History. Springer Verlag, Berlin. 471 p.

**Wilson J. L., (1987):** Controls on carbonate platform-basin systems in northeast Mexico. Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL. Vol. 2, p. 23-24.